

Gheorghe Roșian

GEOMORFOLOGIE



Presă Universitară Clujeană

GHEORGHE ROȘIAN

GEOMORFOLOGIE

Referenți științifici:

Prof. univ. dr. Dănuț Petrea

Conf. univ. dr. Octavian-Liviu Muntean

Coperta 1: *Suprafața Borăscu și Vârful Gugu din Munții Godeanu*

ISBN 978-606-37-1873-1

© 2023 Autorul volumului. Toate drepturile rezervate.
Reproducerea integrală sau parțială a textului, prin orice
mijloace, fără acordul autorului, este interzisă și se pedep-
sește conform legii.

Cartografiere digitală: Gheorghe Roșian

Universitatea Babeș-Bolyai
Presă Universitară Clujeană
Director: Codruța Săcelean
Str. Hasdeu nr. 51
400371 Cluj-Napoca, România
Tel./fax: (+40)-264-597.401
E-mail: editura@ubbcluj.ro
<http://www.editura.ubbcluj.ro/>

GHEORGHE ROȘIAN

GEOMORFOLOGIE

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ

2023

Studentilor de la cursurile de Geomorfologie

CUPRINS

Cuprins	5
Cuvânt înainte	11
Cap. 1. Ce este Geomorfologia?	15
Cap. 2. Relieful Terrei – obiectul de studiu al Geomorfologiei	45
Cap. 3. Formarea reliefului terestru	57
Cap. 4. Suporturile metodologice și conceptuale	79
4.1. Metodologia geomorfologică	79
4.2. Concepte utilizate în Geomorfologie	99
4.3. Teorii privind evoluția reliefului	142
Cap. 5. Geneză și evoluția Terrei	169
5.1. Terra	169
5.2. Etapele genezei și evoluției suprafeței terestre	174
Cap. 6. Plăcile litosferice și relieful tectonic	193
6.1. Structura internă a Terrei	194
6.2. Plăcile litosferice	198
6.3. Relieful continentelor și oceanelor	221
Cap. 7. Procesele și relieful magmato-vulcanic	247
7.1. Procesele magmatice și vulcanice	247
7.2. Relieful structurilor magmatice	260
7.3. Relieful vulcanic	263
Cap. 8. Relieful structural	275
8.1. Relieful structurilor orizontale	277
8.2. Relieful structurilor monoclinale	279
8.3. Relieful structurilor boltite	285
8.4. Relieful structurilor diapire	288
8.5. Relieful structurilor cutate	295
8.6. Relieful structurilor faliat	302
8.7. Relieful structurilor șariate	315
8.8. Relieful structurilor discordante și de contact structural	319

Cap. 9. Relieful petrografic.....	329
9.1. Clasificarea și proprietățile rocilor	329
9.2. Relieful format pe granite	334
9.3. Relieful format pe șisturi cristaline	339
9.4. Relieful format pe argile	341
9.5. Relieful format pe loess	343
9.6. Relieful format pe nisipuri	348
9.7. Relieful format pe gresii și conglomerate	349
9.8. Relieful carstic	352
9.8.1. Interacțiunea rocilor carstificabile cu apa	353
9.8.2. Exocarstul	359
9.8.2.1. Lapiezurile	359
9.8.2.2. Dolinele	361
9.8.2.3. Uvalele.....	362
9.8.2.4. Poliile.....	363
9.8.2.5. Depresiunile carstice deschise	364
9.8.2.6. Văile carstice	364
9.8.2.7. Carstoplenele	367
9.8.2.8. Pereții verticali.....	367
9.8.2.9. Crestele calcaroase	368
9.8.2.10. Martorii de eroziune	368
9.8.3. Endocarstul	368
9.8.3.1. Peșterile	368
9.8.3.2. Avene.....	387
9.8.4. Tipurile de carst	389
9.8.5. Evoluția reliefului carstic.....	396
Cap. 10. Meteorizația	399
10.1. Procesele de meteorizație	399
10.1.1. Dezagregarea.....	400
10.1.2. Alterarea.....	404
10.1.3. Biometeorizația	409
10.2. Produsele meteorizației	411

10.2.1. Formele de relief reziduale	411
10.2.2. Scoarța de meteorizație	411
Cap. 11. Procesele geomorfologice și relieful fluvial	423
11.1. Procesele geomorfologice fluviale	424
11.1.1. Eroziunea fluvială	426
11.1.2. Transportul fluvial	429
11.1.3. Acumularea fluvială.....	434
11.2. Relieful fluvial.....	435
11.2.1. Albiile	436
11.2.1.1. Secțiunea transversală a albiei.....	436
11.2.1.2. Tipologia albiilor	453
11.2.1.3. Profilul longitudinal al albiilor	481
11.2.2. Luncile râurilor	485
11.2.3. Terasale fluviale.....	487
11.2.4. Conurile aluviale.....	494
11.2.5. Piemonturile.....	495
11.2.6. Deltele fluviale.....	502
11.2.7. Câmpiile de nivel de bază.....	506
11.2.8. Versanții.....	507
11.2.8.1. Elementele de formă ale versantului în profil și în plan	510
11.2.8.2. Unitățile morfologice și funcționale ale versanților	513
11.2.8.3. Evoluția versanților.....	521
11.2.8.4. Scurgerea apei pe versant și formele de relief generate.....	538
11.2.8.5. Deplasările în masă și formele de relief generate	551
11.2.9. Văile fluviale.....	582
Cap. 12. Procesele geomorfologice și relieful litoral	595
12.1. Procesele geomorfologice din domeniul litoral	605
12.1.1. Abraziunea	605
12.1.2. Transportul litoral	608
12.1.3. Acumularea litorală.....	610
12.2. Relieful litoral.....	611
12.2.1. Formele de relief generate de abraziune	611

12.2.1.1. Faleză.....	611
12.2.1.2. Platforma de abraziune	614
12.2.1.3. Terasele litorale	615
12.2.2. Formele de relief de acumulare litorală	616
12.2.2.1. Plaja	616
12.2.2.2. Bancurile litorale	620
12.2.2.3. Cordoanele litorale	621
12.2.2.4. Câmpiile litorale	624
12.2.2.5. Formele de acumulare litorală datorate viețuitoarelor	625
12.3. Tipologia țărmurilor	626
12.4. Evoluția țărmurilor	632
Cap. 13. Procesele geomorfologice și relieful glaciatic.....	637
13.1. Procesele geomorfologice glaciare	654
13.1.1. Eroziunea glaciatică.....	654
13.1.2. Transportul glaciatic	658
13.1.3. Acumularea glaciatică	661
13.2. Relieful glaciatic	665
13.2.1. Relieful glaciatic de eroziune	665
13.2.1.1. Microforme de eroziune glaciatică.....	667
13.2.1.2. Forme intermediare de eroziune glaciatică	669
13.2.1.3. Macroforme de eroziune glaciatică	671
13.2.2. Relieful glaciatic de acumulare	678
13.2.2.1. Asociații și forme de acumulare subglaciatică	679
13.2.2.2. Morenele marginale.....	686
13.2.2.3. Asociații și forme de acumulare supraglaciatică	688
13.2.2.4. Asociații și forme de acumulare proglaciatică	690
13.2.2.5. Asociații și forme de acumulare glaciolacustre și glaciomarine	691
Cap. 14. Procesele geomorfologice și relieful periglaciatic.....	695
14.1. Procesele geomorfologice periglaciatică.....	700
14.1.1. Îngheț-dezghet	700
14.1.2. Nivația.....	704
14.1.3. Eolizația	705

14.1.4. Gelifluviația	705
14.1.5. Cryocarstul.....	706
14.2. Relieful glaciар	706
14.2.1. Forme de relief periglaciар pe suprafețe plane.....	706
14.2.1.1. Desene periglaciare.....	706
14.2.1.2. Penele de gheață	709
14.2.1.3. Hidrolacoliții.....	711
14.2.1.4. Pingo.....	711
14.2.1.5. Palsas-urile	713
14.2.1.6. Termocarstul.....	713
14.2.1.7. Involuțiile	716
14.2.1.8. Pavajele periglaciare.....	717
14.2.1.9. Câmpurile de blocuri	717
14.2.2. Formele de relief periglaciар de versant.....	717
14.2.2.1. Formele de relief generate de solifluxiune	717
14.2.2.2. Grohotișurile.....	718
14.2.2.3. Râurile de pietre.....	719
14.2.2.4. Blocurile glisante.....	719
14.2.2.5. Ghetarii de pietre	720
14.2.2.6. Formele de nivație	722
14.2.2.7. Depozitele de versant stratificate.....	724
14.2.3. Formele de relief periglaciар poligenetice	725
14.2.3.1. Văile asimetrice periglaciare	725
14.2.3.2. Terasile de crioplanatie	725
14.2.3.3. Criopedimentele.....	726
Cap. 15. Procesele geomorfologice și relieful eolian	727
15.1. Procesele geomorfologice eoliene	729
15.1.1. Eroziunea eoliană.....	729
15.1.2. Transportul eolian	731
15.1.3. Acumularea eoliană	733
15.2. Relieful eolian.....	735
15.2.1. Relieful de eroziune eoliană.....	735

15.2.1.1. Pavajul de deflație și hamadele	735
15.2.1.2. Ventifactele.....	736
15.2.1.3. Yardang-urile.....	737
15.2.1.4. Scobiturile eoliene	738
15.2.1.5. Depresiunile de deflație și coraziune.....	739
15.2.2. Relieful de acumulare eoliană.....	741
15.2.2.1. Ridurile eoliene.....	741
15.2.2.2. Dunele.....	742
15.2.2.3. Mările de nisip	759
Cap. 16. Procesele geomorfologice și relieful antropic	769
16.1. Procesele geomorfologice antropice și induse antropic.....	771
16.2. Relieful antropic	774
16.2.1. Formele de relief generate de excavare.....	775
16.2.2. Formele de relief generate de depunere	779
Summary	785
Bibliografie.....	803

CUVÂNT ÎNAINTE

Geomorfologia este o știință aflată într-o continuă transformare, motiv pentru care lucrările dedicate ei trebuie periodic actualizate.

Povestea acestei cărți începe în anul 2017, când după ce am publicat lucrarea Geomorfologia Mediului, am fost întrebat, de unii colegi geomorfologi și geografi, de ce am ales acest titlu, când puteam să îi spun simplu Geomorfologie. După cum am argumentat, în partea de început a cărții respective, la o facultate de profil, așa cum este Facultatea de Știința și Ingineria Mediului, din cadrul Universității Babeș-Bolyai, materialele puse la dispoziția studenților trebuie să indice cât mai fidel apartenența la domeniile fundamentale de studiu. Tot în acest context mai trebuie menționat că din lucrarea anterioară, s-au păstrat, în cea de față, într-o formă asemănătoare, numeroase capitole și subcapitole, referitoare la partea generală a Geomorfologiei.

Urmând îndemnul colegilor menționați, de a scrie o lucrare intitulată Geomorfologie, am structurat-o, pornind de la vasta literatură științifică existentă, în 16 capitole, la care se adaugă rezumatul și bibliografia.

Primele patru capitole (1. Ce este Geomorfologia? 2. Relieful Terrei – obiectul de studiu al Geomorfologiei; 3. Formarea reliefului terestru; 4. Suporturile metodologice și conceptuale) au rol introductiv în înțelegerea apariției, afirmării și poziției acestei științe în cadrul Domeniului Științelor Naturii.

În capitolul cinci, intitulat Geneza și evoluția Terrei, sunt abordate probleme referitoare la etapele parcurse de la individualizarea planetei, în cadrul Sistemului Solar, și până la configurația actuală a părții exterioare a litosferei.

Capitolul șase este rezervat Plăcilor litosferice și reliefului tectonic, rezultat în urma dinamicii acestora. Deplasarea pe verticală și orizontală a plăcilor litosferice determină modul în care, partea superioară a scoarței terestre ajunge în câmpul agenților geomorfologici.

În capitolul șapte sunt expuse Procesele și relieful magmato-vulcanic, ele fiind direct influențate de dinamica plăcilor litosferice. Materia topită, din componența mantalei inferioare și a astenosferei, nu a rămas fără efecte asupra scoarței planetei. Ajungerea topiturilor sub formă de magmă și lavă până aproape de suprafața terestră sau chiar la nivelul acesteia determină formarea unei morfologii specifice, indicată prin termenul de relief magmato-vulcanic.

Următoarele două capitole (8. Relieful structural și 9. Relieful petrografic) au drept scop principal evidențierea rolului deținut de structură și rocă în geneza reliefului. Cele două variabile au pe de o parte rolul de a dicta geneza unor morfologii

specifice, iar pe de alta influențează și direcționează modul de lucru a agenților geomorfologici externi.

Capitolul zece, intitulat Meteorizația, este unul de tranziție, dinspre formele de relief generate îndeosebi pe seama factorilor geomorfologici interni ai Terrei, spre cele modelate de factorii geomorfologici externi. Atât dezagregarea cât și alterarea nu fac altceva decât să pregătească rocile, pentru ca procesele și mecanismele, prin intermediul cărora acționează agenții geomorfologici externi, să fie cât mai eficiente, în geneza unei game variate de forme de relief.

În următoarele șase capitole (11. Procesele geomorfologice și relieful fluvial; 12. Procesele geomorfologice și relieful litoral; 13. Procesele geomorfologice și relieful glaciatic; 14. Procesele geomorfologice și relieful periglaciatic; 15. Procesele geomorfologice și relieful eolian; 16. Procesele geomorfologice și relieful antropic) sunt prezentate detaliat formele de relief rezultate în urma modelării substratului de către agenții geomorfologici externi. În urma celor menționate se evidențiază maniera în care agenții geomorfologici au interacționat cu rocile și structurile, pe care le-au modelat, determinând în cele din urmă o varietate impresionantă de forme de relief. În acest context, tratarea problemelor geomorfologice a avut loc pornind de la agent și proces, spre formele de relief generate de către acestea, în dinamica lor.

În scrierea unei lucrări astfel structurate am urmărit ca folosirea aparatului bibliografic să fie utilizat în așa fel încât să evidențiez atât lucrări de specialitate de anvergură internațională, cât și lucrări de referință apărute în România. Acestea din urmă, îndeosebi în perioada în care nu exista acces nelimitat la literatura internațională, au constituit suporturi obiective pentru dezvoltarea Geomorfologiei din România și formarea celor care slujesc această știință. Tocmai din acest motiv consider că ele trebuie cunoscute și de către generațiile actuale de cititori, care pornind de la simplitatea expunerii problemelor de Geomorfologie pot înțelege mai facil calea spre nivelul actual de cunoaștere a reliefului Terrei. Tot în acest context conștientizez că dese întreruperi ale textului, de către parantezele în care sunt citați autorii, ar putea să fie un element care deranjează o lectură plăcută. Rostul acestor citări este ca cititorii să găsească mai ușor informații detaliate, direct din lucrările celor care au aprofundat subiectele respective.

Lucrarea se adresează pe de o parte studenților și specialiștilor, care au preocupări în studiul reliefului, iar pe de altă parte publicului larg, care dorește să cunoască formarea și evoluția reliefului Terrei.

Le mulțumesc tuturor celor care m-au sprijinit și sfătuit în demersul de scriere a acestei lucrări. Gândul meu se îndreaptă în primul rând către: referenți – Dr. Dănuț Petrea și Dr. Liviu Muntean, apoi către colegii geomorfologi și geografi, care nu au ezitat să îmi dea sfaturi și să îmi recomande titluri bibliografice autentice. De asemenea, mulțumesc Facultății de Știința și Ingineria Mediului, din cadrul Universității Babeș-Bolyai, locul unde îmi desfășor activitatea didactică și științifică,

pentru susținerea publicării de cursuri universitare. Mulțumiri speciale adresez familiei, care mă susține să scriu și care se bucură de fiecare dată când vin de la editură cu o nouă carte.

Gheorghe Roșian

CAPITOLUL 1

CE ESTE GEOMORFOLOGIA?

Geomorfologia este știința care se ocupă cu studiul formelor de relief ale Terrei. Etimologic, denumirea acestei științe provine din combinarea cuvintelor grecești: *γῆ* (gê - pământ), *μορφή* (morphê - formă) și *λογος* (logos - studiu, discurs). Caracteristicile obiectului de studiu și direcțiile de abordare a acestuia, plasează Geomorfologia în domeniul Științelor Naturii.

De-a lungul timpului, în literatura de specialitate, au fost formulate numeroase **definiții** ale științei, care are drept obiect de studiu relieful. Prezentarea celor mai utilizate dintre ele evidențiază că Geomorfologia cercetează relieful sub aspectul genezei, distribuției spațio-temporale, geometriei, interacțiunii cu factorii de mediu, impactului antropic etc.

A. Penk (1894) menționează că Geomorfologia se ocupă cu studiul originii formelor suprafeței terestre.

În tratatul său din 1926 Emm. de Martonne nota că Geomorfologia se ocupă cu studiul reliefului solului.

Șciukin, în 1964, argumenta că Geomorfologia este o parte a Geografiei fizice ce studiază formele suprafeței pământului, în combinarea lor naturală, ca elemente ale unui peisaj geografic, în legătură cu constituția geologică, clima, vegetația, lumea animală, solurile și omul cu activitatea sa gospodărească.

Conform lui King (1967) scopul Geomorfologiei este înțelegerea morfologiei pământului și elucidarea proceselor care acționează pe suprafața sa.

Tricart, în 1968, menționa că Geomorfologia este știința formelor Pământului.

După Posea et al. (1970) Geomorfologia este știința care se ocupă cu studiul formelor suprafeței pământului sau disciplina care studiază dezvoltarea reliefului în toată complexitatea sa. Aceeași autori, în ediția din 1976 a lucrării lor, menționau că Geomorfologia, definită pe scurt, este știința care se ocupă cu studiul reliefului scoarței terestre.

La rândul său, Coteț (1971) menționează că Geomorfologia este știința care se ocupă cu studiul reliefului scoarței terestre. În continuare, autorul citat, subliniază că Geomorfologia este știința fizionomiei, genezei și evoluției reliefului terestru.

În Glossary of Geology (Gary et al., 1974) Geomorfologia studiază configurația generală a suprafeței Pământului; mai precis clasificarea, descrierea, natura, originea și dezvoltarea formelor de relief actuale și a relațiile lor cu structura și cu istoria modificărilor geologice înregistrate de aceste forme.

Naum și Grigore (1974) definesc Geomorfologia ca știința care se ocupă cu studiul formelor de relief ale scoarței terestre, pe care le analizează din punct de vedere al genezei, timpului când au apărut (cronologiei), al aspectului exterior, dimensiunilor, repartiției spațiale și al legăturilor de reciprocitate în procesul unic al dezvoltării, ilustrând importanța lor aplicativă sau practică.

De asemenea, Mac, în 1976, evidențiază că Geomorfologia este știința care se ocupă cu formele de relief, pe care le studiază sub toate aspectele sale. În continuare autorul citat precizează că Geomorfologia are un obiect de studiu propriu, reprezentat de relieful scoarței terestre (subaerian și suboceanic), născut în suprafața de interferență a factorilor endogenetici și exogenetici.

La rândul lor, Chorley et al., 1984 subliniau că Geomorfologia studiază caracteristicile geometrice ale suprafeței Pământului. Deși termenul este de obicei limitat la acele forme de relief care s-au dezvoltat la nivelul mării sau deasupra acestuia, Geomorfologia include toate aspectele interfeței dintre substrat, hidrosferă și atmosferă.

În *The Enciclopedia Dictionary of Physical Geography* (Goudie et al., 1985) se menționează că scopul Geomorfologiei merge dincolo de reconstituirea istoriei Pământului, și că în centrul preocupărilor este înțelegerea formei suprafeței scoarței terestre și a proceselor care o modelează; se mai precizează că în ultimii ani s-a manifestat o tendință de implicare tot mai profundă a geomorfologilor în înțelegerea proceselor de eroziune, meteorizație, transport și acumulare, prin măsurarea ratelor cu care aceste procese acționează și cu o analiză cantitativă a formelor de relief (morfometria) și a suportului material din care acestea sunt alcătuite.

Geomorfologia este știința interesată de forma suprafeței terestre și a proceselor care o creează (Summerfield, 1991).

Conform lui Panizza (1996) Geomorfologia este știința care are drept scop studiul și interpretarea formelor de relief și mai ales cauzele care le creează și modifică.

În aceeași ordine de idei (Rădoane et al., 2000), se subliniază că Geomorfologia studiază formele de relief ale scoarței terestre și ale altor planete, pe care le descrie și explică, pe baza unui aparat conceptual propriu, în termenii geometriei, genezei, dinamicii, istoriei și repartiției lor, precum și în termenii relațiilor dintre forme și dinamica materialelor care dau formele, scopul acestei științe fiind stabilirea legilor generale care guvernează repartiția și dinamica reliefului și folosirea acestora în postdicția și predicția schimbărilor în morfologie.

De asemenea, Geomorfologia prezintă fizionomia, caracteristicile fizice, alcătuirea, geneza, evoluția, vârsta, formelor de relief; mai mult le stabilește locul (ierarhizarea) în sistemul geomorfologic; prin cunoaștere teritorială permite diferențieri regionale, iar prin sinteză conduce la definirea de metode de rang diferit (Ielenicz, 2005).

Geomorfologia este știința care are ca obiect descrierea și explicarea reliefului terestru, continental și submarin (Cioacă, 2006).

La rândul său Harvey (2012) preciza că Geomorfologia este studiul științific al formelor de relief ale suprafeței Pământului.

Geomorfologia studiază procesele care modelează suprafața Pământului și formele de relief rezultate, precum și depozitele pe care acestea le produc (Bierman și Montgomery, 2013).

Interesantă este și opinia lui Sack și Orme (2013) care menționau că Geomorfologia este studiul științific al formelor de relief și al proceselor care le generează; este vorba de un domeniu multi și interdisciplinar, care alături de informațiile provenite din Geografie și Geologie, implică cunoștințe, metode, tehnici și abordări din Fizică, Chimie, Biologie, Matematică și Inginerie (Sack și Orme, 2013).

După Achim (2016) Geomorfologia este știința care se ocupă cu studiul ansamblului formelor de relief, pe care le prezintă suprafața Pământului, pornind de la cele mai mari până la cele mai mici și totodată de la cele mai complexe la cele mai simple.

Un alt punct de vedere este cel exprimat de Hugget (2017) care precizează că Geomorfologia reprezintă studiul caracteristicilor fizice ale suprafeței Pământului, a formelor sale de relief – râuri, dealuri, câmpii, plaje, dune de nisip și multe altele.

Semnificația termenilor, din definițiile prezentate, indică trecerea gradată a interesului geomorfologilor, de la simpla descriere și înțelegere a reliefului Terrei, la efectul pe care dinamica acestuia îl are asupra omului, bunurilor și activităților sale. Se atestă astfel că dificultatea problemelor, la care Geomorfologia a trebuit să ofere răspunsuri categorice, a crescut de-a lungul timpului. Dintre cauze se remarcă: creșterea gradului de utilizare a spațiului geografic, diminuarea suprafețelor fără prea mari restricții de utilizare, degradarea mediului, creșterea numărului de locuitori etc. Aceste cauze nu modifică radical menirea Geomorfologiei, ci doar modalitățile în care este realizată aceasta (Petrea, 1998). Conform autorului citat, ea a rămas astfel aceea de a cunoaște integral relieful, într-un scop bine precizat: elaborarea informației indispensabilă utilizării practice a lui. Realizarea acestui deziderat va depinde într-o măsură decisivă, de răspunsul la întrebările referitoare la locul și momentul produceri în viitor a unor transformări nedorite ale reliefului și de soluțiile furnizate pentru preîntâmpinarea sau surmontarea cu cheltuieli minime a dificultăților, care pot proveni din evoluțiile nefaste ale acestuia (Petrea, 1998).

Noua comandă socială, adresată Geomorfologiei, vizează o participare mai angajată, a acestei științe, la dezvoltarea complexă a lumii contemporane, fapt ce presupune abordarea funcțională a reliefului și întărirea laturii prospective a investigației, pentru rezolvarea problemelor legate de utilizarea unor terenuri tot mai restrictive pentru dezvoltarea urbană și economică (Roșian, 2017). S-a ajuns în cele din urmă la întărirea laturii aplicative a acestei discipline, deoarece în contextul de

față, al dezvoltării societății, fiecare ramură științifică trebuie să aducă omenirii beneficii economice, sociale și culturale (Educația Geomorfologică).

Fără îndoială, tendința manifestată în ultimele decenii, în Geomorfologie, atestă o extindere conceptuală și o diversificare a ramurilor științifice specifice. Toate acestea confirmă existența unor curente novatoare, care nu fac altceva decât să conducă la o aliniere științifică, în conformitate cu cerințele actuale ale societății.

De asemenea, nu trebuie ignorat rolul geomorfologului, ca specialist, în studiul reliefului. El este cel mai avizat ca inițial să ofere informații despre relief, pentru ca apoi să stabilească măsurile necesare și acțiunile care trebuie întreprinse pentru diminuarea efectelor negative datorate dinamicii proceselor geomorfologice.

Apariția, dezvoltarea și afirmarea Geomorfologiei. Punerea la punct a aparatului metodologic și conceptual s-a realizat treptat, începând din a doua jumătate a secolului XIX și până în prezent. Surprinderea principalelor momente ale apariției, dezvoltării și afirmării Geomorfologiei se va face etapizat în următoarele paragrafe.

Premisele apariției Geomorfologiei. Anterior apariției Geomorfologiei ca știință, în a două parte a secolului XIX și începutul secolului XX, relieful Terrei a fost abordat și studiat de științele existente în momentul respectiv: Geologia, Geografia, Topografia etc. Practic, aspectul exterior al scoarței terestre nu putea fi cunoscut și explicat fără ca trăsăturile substratului, reprezentate de către structură și litologie, să fie suficient de bine cunoscute. La rândul ei Geografia și Topografia au contribuit cu informații despre localizarea și reprezentarea pe hartă a formelor de relief.

Datorită influențelor sale în dezvoltarea societății, relieful a intrat în atenția cercetătorilor încă din antichitate; dintre cei care au avut preocupări, mai mult sau mai puțin științifice, în acest sens, se remarcă: Thales (624 î.e.n. - 547 î.e.n.), Anaximandru (610 î.e.n. - 546 î.e.n.), Herodot (484 î.e.n. - 425 î.e.n.), Aristotel (384 î.e.n. - 322 î.e.n.), Eratostene (276 î.e.n. - 194 î.e.n.), Ptolemeu (100 - 170), Strabon (64 î.e.n. - 24), Seneca (4 î.e.n. - 65), Avicena (980 - 1037) etc. De exemplu, Herodot a lăsat informații despre efectul inundațiilor Nilului asupra luncii. La rândul său Aristotel a făcut observații asupra vulcanilor și consecințele seismelor produse de aceștia, precum și asupra rolului aluviunilor în geneza deltelor. Observații asupra erupțiilor vulcanice a realizat și Strabon, el analizând erupțiile Vezuviului. Seneca a menționat că râurile își formează văile prin care curg. Avicena a remarcat că munții, pe măsură ce se înalță, sunt supuși eroziunii.

Informații prețioase despre relieful unor teritorii mai îndepărtate au apărut pe măsură ce ele au fost descoperite de către exploratori. Datele despre relief, furnizate de aceștia, s-au păstrat, pe suport grafic (hărți vechi), sub forma unor consemnări cu caracter monografic, precum și sub forma unor însemnări morfometrice asupra țărmurilor și a formelor de relief întâlnite (Achim, 2016).

Ulterior, în perioada Renașterii, apar primele explicații cu caracter științific, la adresa genezei formelor de relief. Acestea aparțin îndeosebi inginerilor hidrotehnicieni, care își desfășurau activitatea în Munții Alpi, cu scopul combaterii eroziunii torențiale. Ei propun termenul de profil de echilibru, pentru a explica eroziunea prin intermediul apelor curgătoare (Guglielle, 1657, citat de Posea et al., 1970). Tot din această perioadă datează studiile lui Leonardo da Vinci (1452 - 1519) în care abordează amenajarea râurilor și fac aprecieri asupra dinamicii acestora, corelând mărimea patului aluvial cu debitul și B. Pallissy (1510-1589) prin intermediul cărora evidențiază rolul factorilor interni și externi în geneza reliefului. De asemenea, B. Varenius (1622 - 1650) în lucrarea intitulată *Geographia generalis* (1650) a făcut primele clasificări ale formelor de relief deosebind munți, dealuri, văi și câmpii; în același timp în lucrarea sa el a semnalat relațiile existente între formele de relief și modelarea lor, făcând inclusiv indicații cu tentă morfometrică. G. Buffon (1707-1788) și-a imaginat că prin eroziune, înălțimea terenurilor poate fi redusă la nivelul mărilor; G. Torgioni-Torzzeti (1712-1783) a introdus principiul de eroziune diferențiată, pornind de la diferențele care există între roci și structuri; F. Guetthard (1715-1786) a explicat formarea câmpiilor da inundație, ca rezultat al erodării și depunerii unei părți din materialul transportat de râuri spre mări și a remarcat puterea de distrugere a mărilor asupra țărmurilor; M. Lomonosov (1711-1765) în lucrarea *Pe straturile Pământului* sau *Despre straturile Pământului (O sloiakh zemnykh)* (1763) a remarcat raporturile dintre forțele interne și externe în geneza reliefului, accentuând că primele au un rol mai mare în formarea munților și depresiunilor.

Mai departe în secolul al XVII-lea revoluția intelectuală, avându-i ca promotori principali pe J. Kepler (1571 - 1630), R. Descartes (1596 - 1650), G. Leibnitz (1646 - 1716) și I. Newton (1643 - 1727), a pregătit apariția evoluționismului, cel care în secolul al XVIII-lea a dominat majoritatea ramurilor științifice. Această perioadă corespunde cu apariția Geologiei moderne, de realizările căreia a depins cunoașterea originii, evoluției și dinamicii formelor de relief. Dintre geologii care au avut contribuții deosebite în acest sens se remarcă: J. Hutton (1726-1797) cel care a pus bazele uniformitarismului, J. Playfair (1748-1819) care a introdus conceptul de sistem de râuri, punând bazele Geomorfologiei fluviale și C. H. Lyell (1797-1875) considerat cel mai de seamă exponent al curentului uniformitarismului, el sesizând că mișcările de înălțare accelerează procesele de eroziune. Opera lui Lyell, din care se remarcă lucrarea *Principles of geology* (1830) poate fi considerată puntea de legătură între curentul academismului (neptuniștii și plutoniștii), definit de cunoaștere de tip scolastic (bazată exclusiv pe deducții logice și apel la imaginație), și curentul practicienilor, care își fondau argumentele în urma cercetării riguroase a terenului.

La aceștia, având contribuții deosebite, se adaugă: A. Surell (1848-1875) care a studiat torenții din Munții Alpi, L. Agasiz (1807-1873) considerat întemeietorul

conceptului de glaciațiune continentală, G. Ramsay (1816-1891) care a descris terasele de abraziune din Țara Galilor, F. Richtofenn (1833-1905) cu preocupări în domeniul Geomorfologiei climatice și E. L. de Beaumont (1852) care folosind metoda morfologică în studiul reliefului, a considerat că acesta este rezultatul mișcărilor tectonice, datorită contracției scoarței terestre. Ulterior, ipoteza contracției structurilor tectonice a fost folosită de Ed. Suess (1831-1914) și A. Heim (1839-1937) în explicarea formării Munților Alpi. După aceea G. B. Airy (1855) și J. H. Pratt (1855) au evidențiat anomaliiile din zonele montane și au emis ipoteza izostaziei. Geologul american J. Hall (1859) a formulat ipoteza geosinclinalului, extinsă ulterior de J. Dana (1873) și E. Haug (1900), cel care a introdus și noțiunea de platformă. Încă de la 1887 M. Bertrand a stabilit vârsta principalelor mișcări de cutare ale scoarței terestre.

Studiile și ideile noi aduse în prim plan de aceștia a permis trecerea spre ceea ce s-a numit perioada emancipării Geomorfologiei ca știință de sine stătătoare (Rădoane et al., 2000).

Apariția Geomorfologiei. Intervalul cuprins între anii 1850 și 1900 s-a dovedit definitoriu pentru ca Geomorfologia să primească statut de știință, el fiind marcat de două momente marcante: în 1850-1854 a apărut prima lucrare ce conține un capitol referitor la morfologia suprafeței terestre, scrisă de K. Fr. Naumann, iar în 1899 a fost elaborată teoria ciclului geografic de către W. M. Davis (1850 - 1954).

Un alt moment de importanță majoră l-a constituit consacrarea termenului de geomorfologie, la Congresul Internațional de Geologie din 1891. Termenul a început să fie folosit de către Powell încă din 1888, sub forma de *geomorphic geology* (Geologie geomorfică).

Acest fapt a fost dezvăluit de către W. J. McGee (1853 - 1912), la Congresul internațional de Geologie, din 1891, unde a menționat că J. W. Powell (1834 – 1902), folosind termenul de geomorfologie a vorbit despre el ca de un domeniu nou, intitulat *New Geology* (Yatsu, 1992 și 2002). La rândul său McGee (1888a și 1888b), citat de Yatsu (1992), în articolele scrise în 1888 a utilizat și el termenul de geomorfologie. În aceeași perioadă, termenul mai apare în lucrarea lui Keith (1894, citat de Thornbury, 1969), precum și în prefața lucrării lui A. Penck, din 1894, intitulată *Morphologie der Erdoberfläche*. În România, cuvântul geomorfologie a fost folosit pentru prima dată de către Dumitrescu-Aldem, în 1911 (Coteț, 1971).

Utilizarea generală a cuvântului geomorfologie în limbile engleză, franceză și germană probabil că a urmat utilizării lui de către W. J. McGee și J. W. Powell la Congresul internațional de Geologie din 1891, congres la care McGee a vorbit despre el ca fiind o noutate prin care se facea referire, așa cum am menționat anterior, la Noua Geologie (Yatsu, 1992 și 2002).

Anterior folosirii termenului de geomorfologie s-au utilizat termeni cu semnificații similare, cum ar fi cei de: *Morphologie der Erdoberfläche* (Morfologia

suprafeței Pământului – capitol din lucrarea *Lehrbuch der Geognosie*) (Naumann, 1854), *Les formes du terrain* (Formele de teren) (La Noe și De Margerie, 1888, citați de Coteț, 1971), *Le relief du sol* (Relieful solului – capitol în lucrarea *Traite de Geographie Physique*) (Emm de Martonne, 1909) etc.

Dintre aceștia cel mai consacrat a fost cel de „morfologie”, el fiind cel mai apropiat de cel care se utilizează în prezent, și anume cel de geomorfologie. K. F. Naumann (1793-1870) a folosit termenul de „morfologia suprafeței pământului” în lucrarea sa din 1854 intitulată *Lehrbuch der Geognosie* (Tratat de geognozie), publicată la Leipzig, în care există un capitol cu această denumire (Coteț, 1971).

De asemenea, se consideră că termenul „Morfologie” a fost mai întâi creat de Goethe, în 1795, ca un termen de Biologie (Yatsu, 1992 și 2002), pentru a apoi prefixul „geo” să fie adăugat, în maniera în care germanii obișnuiesc să creeze cuvinte compuse. Naumann (1850-1854) l-a preluat pentru a face referire la configurația sau relieful suprafeței Terrei.

Cel care a generalizat însă denumirea de morfologie, dar cu sensul termenului de geomorfologie din prezent, fost A. Penk (1894) în lucrarea *Die Morphologie der Erdoberfläche* (Morfologia suprafeței Pământului). Lucrarea, cu toate că avea un caracter descriptiv, este considerată primul tratat asupra reliefului (Coteț, 1971) sau după cum nota Yatsu (1992 și 2002) momentul de început al Geomorfologiei. Noțiunea de morfologie se întâlnește și la alți autori de tratate: S. Passarge, în lucrarea *Physiologische Morphologie* (Morfologia fiziologică) (1912), I. S. Sciukin, în tratatul *Obsciaia morphologhia sușa* (Morfologia generală a uscatului), volumele I și II (1933 și 1938, citat de Coteț, 1971) etc.

Pe măsură ce termenul de morfologie a început să fie folosit pe scară largă, și în alte domenii științifice (unde se vorbește de morfologie animală, vegetală, gramaticală etc.), cei care studiau relieful au început să folosească tot mai mult noțiunea de geomorfologie, una mult mai completă și mai justificată (Coteț, 1971). Conform autorului citat, printre primii care au folosit această denumire se remarcă: A. Penck (1894), F. Richtofen (1900-1903), Al. Dimitrescu-Aldem (1911), A. Laskarev (1916) etc.

Trecerea de la noțiunea de morfologie la cea de geomorfologie, corespunde în general, cu tranziția de la faza descriptivă la cea explicativă, pe fondul lărgirii orizontului asupra scoarței terestre, prin cunoașterea tot mai detaliată atât a reliefului continentelor cât și a depresiunilor oceanice (Coteț, 1971)

Interesant este faptul că W. M. Davis, cel care este considerat întemeietorul disciplinei care studiază relieful, nu a folosit nici termenul de morfologie, dar nici pe cel de geomorfologie, în lucrarea lui de bază, din 1912, intitulată *Die erklärende Beschreibung der Landformen* (Descrierea explicativă a formelor de relief) (Coteț, 1971).

Tot în această perioadă, în SUA, J. W. Powell (1834-1902) și G. K. Gilbert (1843-1918) pun bazele Geomorfologiei fluviale. Powell (1875) introduce noțiunea de nivel de bază general și local, iar Gilbert (1877) pe cea de echilibru. Ei se remarcă prin faptul că pe lângă analizele regionale efectuate, introduc în lucrările lor și metode cantitative de studiere a reliefului fluvial. Gilbert (1877) a publicat lucrarea Raport of the geology of Henry Mountains (Geologia Munților Henry), considerată cea mai amplă și riguroasă monografie geologo-geomorfologică.

Alături de suportul conceptual venit din Geologie, apariția Geomorfologiei a avut loc pe fondul pătrunderii ideilor aferente celor două teorii principale ale vremii: teoria evoluționismului a lui Ch. Darwin (1809-1882), din Biologie, și Teoria termodinamicii a lui W. T. L. Kelvin (1824-1907) (din Fizică). Dintre cercetătorii care studiază relieful pe aceste baze, și care aduc un aport deosebit la constituirea Geomorfologiei ca știință, se remarcă cei din: SUA, Germania, Franța, Anglia, Rusia etc.

Dezvoltarea Geomorfologiei a avut loc în intervalul cuprins între 1900 și 1950. La începutul acestei etape demn de subliniat este aportul științific al unor personalități distincte, dintre care se remarcă: J. Dana (1813-1895) cel care a stabilit cu claritate obiectul de studiu al fiziografiei (denumirea de atunci a Geomorfologiei), J. Powell (1834-1902) care a studiat relieful structural și fluvial în America de Nord, F. Richtoffen (1833-1905) a cercetat geneza reliefului în domeniul litoral; G. K. Gilbert (1843-1918) care a analizat cantitativ procesele de eroziune subaeriană, C. E. Dutton (1841-1912) cu preocupări de Geomorfologie fluvială în zona Canionului Colorado, S. Passarge (1904) descrie formele de relief eolian din Kalahari, A. Penck și E. Bruckner (1909) au început reconstituirea glaciației cuaternare din Munții Alpi, W. Lozinsky (1880 - 1944) evidențiază incompatibilitatea dintre actualele condiții climatice și unele forme de dezagregare, pe care le-a numit periglaciare, P. A. Kropotin (1842-1921) care a studiat glaciația continentală din Siberia și tipurile genetice de munți, V. Dokuceaev (1846-1903) care a stabilit relații evidente între tipurile de sol și relief, și de asemenea a realizat studii privind eroziunea și formarea văilor, A. Penk (1858-1945) a elaborat Teoria nivelului creștelor sau al Gipfelflurului și W. M. Davis (1850-1934) considerat fondatorul Geomorfologiei genetice. Ultimul dintre aceștia a aplicat teoria evoluționismului în studiul reliefului identificând trei stadii evolutive – tinerețe, maturitate, bătrânețe – ele stând la baza teoriei ciclului de eroziune sau teoria peneplenei.

La sfârșitul secolului XIX și începutul secolului XX, pe baza generalizărilor făcute de W. M. Davis (1899), în lucrarea *The Geographical cycle* are loc punerea la punct a aparatului teoretic și metodologic al Geomorfologiei. Davis (1899 și 1912) a avut meritul de a fi definit primul, într-un tot cu aspect unitar, obiectul de studiu, teoria, metoda și terminologia specifică Geomorfologiei. Conform lui Davis (1899 și 1912) peisajul geomorfologic al unui teritoriu este determinat de: structură, proces și stadiu.

În tot acest demers el s-a bazat pe descoperirile științifice, realizate anterior în diverse domenii (Geologie, Biologie, Hidrologie etc.) și pe studiile de teren realizate în America de Nord. W. M. Davis a reușit astfel să pună la punct o teorie cu aplicabilitate globală, prin intermediul căreia să explice la modul general evoluția reliefului. Ea a primit denumirea de Teoria ciclului eroziunii normale. Lucrarea lui Davis, din 1912, denumită *Die erklärende Beschreibung der Landformen*, a avut o influență considerabilă în dezvoltarea Geomorfologiei din multe țări, dar mai ales în cele din Europa.

Generalizările permise de teoria și metodele folosite de W. M. Davis, au facilitat trecerea de la descrierea reliefului la explicarea și interpretarea lui genetică (Coteț, 1971).

În perioada de început, alături de W. M. Davis, cel care a propus teoria ciclului geomorfologic (geografic), și alți specialiști au contribuit, prin teoriile emise și studiile întreprinse, la dezvoltarea Geomorfologiei. Se remarcă în acest sens: Teoria nivelului de creste a lui A. Penk (1894 și 1919), Teoria treptelor de piemont (W. Penck, 1924), Teoria fragmentării repetate a reliefului (Horton, 1945), Teoria nivelurilor geomorfologice (Markov, 1948), Teoria suprafeței duble de planție (Budel, 1948), Teoria pediplanației (King, 1949 și 1950) etc.

Aceste teorii reprezentau un element de noutate în studiul reliefului, pentru aceea vreme, deoarece îl prezentau evolutiv. Era însă vorba de o evoluție privită mecanic (Posea et al., 1963), în care relieful diverselor teritorii tindea spre aceleași forme (peneplene, niveluri de creste, trepte de piemont etc.), cu caracter de finalitate al evoluției.

Credibilitatea acestor teorii a depins substanțial de modul în care ele au fost prezentate și de maniera în care, Geomorfologia ca știință nou apărută, a putut servi intereselor economice ale acelor vremuri, în care se punea un accent deosebit pe descoperirea și exploatarea de noi substanțe minerale utile (Posea et al., 1970).

Alături de aceștia, o contribuție majoră la dezvoltarea Geomorfologiei a avut Emm. De Martone (1873-1955), care în *Tratatul său de Geografie fizică* (1926, 1948 etc.) include un vast capitol de Geomorfologie.

Tot în această etapă începe afirmarea Geomorfologiei structurale prin contribuțiile aduse îndeosebi de I. P. Gherasimov (1946) și C. A. Cotton (1947).

Un impuls considerabil în demararea studiilor asupra reliefului, de sub apele oceanelor și mărilor, l-a constituit apariția Teoriei derivei continentelor, a lui A. Wegener (1880-1930), în anul 1912, sub formă de prelegeri. Teoria este prezentată pe larg în 1915 în lucrarea *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, pentru ca în 1924 să fie publicată și în limba engleză sub denumirea *The Origin of Continents and Oceans*. Mediatizarea acestei teorii a permis apariția unor concepte noi referitoare la: expansiunea fundului oceanic, existența plăcilor litosferice, tectonica globală etc.

Toate aceste noi descoperiri științifice au permis anticiparea schimbărilor care au urmat în gândirea geomorfologică. Dintre acestea cele mai importante sunt: acceptarea faptului că primatul tectonicii, structurii și eroziunii apelor curgătoare nu este absolut; necesitatea evaluării tuturor variabilelor implicate în morfogeneză (climat, structură, rocă, sol, vegetației, utilizarea terenurilor etc.); convingerea că evoluția istorică a reliefului este doar o latură a existenței acestuia, ce nu deține o rezoluție suficient de bună, care să permită o cunoaștere profundă, în vederea soluționării problemelor practice pe care le ridică; posibilitatea decupării unui stadiu reprezentativ al evoluției (cel actual), ale cărui procese și forme să fie analizate separat, minuțios și comparativ; necesitatea elaborării de noi metode de cercetare a reliefului, adecvate noilor probleme pe care acesta le ridică (Josan et al., 1996).

Sub aspectul diversificării preocupărilor științifice, din această perioadă, au fost deosebite trei orientări principale: Geomorfologia structurală (prezentă îndeosebi în SUA), Geomorfologia procesuală și analiza morfologică (dezvoltată în țările din Europa vestică și centrală) și Geomorfologia proceselor erozionale și a formării văilor (promovată de cercetători din Rusia) (Posea et al., 1970).

Rezultatele obținute, referitoare la geneza și evoluția reliefului, au permis, după cel de-al doilea război mondial, dezvoltarea în continuare a Geomorfologiei pe noi paliere științifice.

Afirmarea Geomorfologiei. După anul 1950 Geomorfologia își continuă dezvoltarea, fără ca preocupările de bază să fie reprezentate de elaborarea de noi teorii, atotcuprinzătoare, despre evoluția reliefului, așa cum au făcut W. M. Davis și contemporanii lui. Se mai observă totuși unele tentative în acest sens, remarcabile fiind următoarele propuneri: Teoria echilibrului dinamic sau a echilibrului formelor de relief (Hack, 1960), Teoria dezvoltării stadiale a reliefului (Gherasimov și Mescerjakov, 1964), Teoria echilibrului dinamic metastabil (Schumm, 1975) etc.

Se trece în schimb la cunoașterea proceselor geomorfologice prin analize și măsurători, de durată în teren și laborator, și la urmărirea raporturilor dintre rezistența rocilor și eroziunea proceselor fluviale, litorale, glaciare, eoliene, antropice etc. S-a ajuns astfel ca roca, considerată în teoriile ciclice o variabilă statică, să primească cu totul alt rol, prin prisma rezistenței diferite la eroziune, în cazul manifestării aceluiași agent geomorfologic, împreună cu procesele și mecanismele care-l caracterizează. Se remarcă în acest sens lucrările lui Hack (1960, 1965 și 1980 etc.), în care sunt reluate idei din studiile lui Gilbert (1877).

Specifică acestei perioade este conturarea și impunerea Geomorfologiei climatice, ca replică la teoriile care au susținut, zeci de ani, că evoluția reliefului are loc ciclic. Între exponenții de seamă a acestei direcții se remarcă: K. Troll (1899 - 1975), H. Luis (1900 - 1985), J. Budel (1903 - 1983), J. Tricart (1920 - 2003) și A. Cailleux (1907 - 1986). În urma studiilor efectuate ei au delimitat zone morfoclimatice, în care au individualizat sisteme morfoclimatice dependente de

specificul bioclimatic. Delimitarea zonelor morfoclimatice s-a bazat pe o multitudine de observații, comparații și valori înregistrate în diferite regiuni ale Terrei, dar și pe deducții explicative raportate la forme și timp (Ielenicz, 2005).

Se remarcă, de asemenea, progrese însemnate ale Geomorfologiei structurale, prin contribuțiile aduse în special de: P. Birot (1958), L. C. King (1953 și 1962), I. A. Meșcereacov (1965), J. Tricart (1968) etc.

Fundamentarea științifică modernă a Geomorfologiei s-a realizat prin continuarea cercetărilor anterioare, în urma cărora s-au acumulat noi și prețioase date științifice despre procesele geomorfologice și formele de relief. Acest fapt înlesnește, în funcție de specificul cercetărilor, înființarea unor adevărate școli de Geomorfologie, cum sunt cele din: SUA, Marea Britanie, Franța, Rusia, Italia, Germania, Cehia, Belgia, Polonia, România, Canada, Japonia etc. (Grecu și Palmentola, 2003).

Conform autorilor citați, cei mai reprezentativi geomorfologi, din școlile menționate, și principalele lor demersuri științifice sunt: lucrările lui Savigear (1952 și 1956), Souchez (1961), Jahn (1968) etc. asupra profilului versanților; lucrarea lui Horton (1945) despre procesele geomorfologice și hidrologice; lucrarea lui Hack (1960) despre eroziunea din regiunile central umede; adoptarea termenului de morfometrie de către Morisawa (1962) pentru a studia sub raport dimensional formele de relief; în același timp, Strahler (1950) studiază pantele sub aspect statistic și completează, în 1952a, sistemul de ierarhizare a rețelei hidrografice elaborat de Horton în 1945; Rapp (1960a) face măsurători asupra ratei proceselor geomorfologice din regiunile polare; Sharpe (1938) și Terzaghi (1950) studiază mecanismele producerii alunecărilor de teren; studiul intens al eroziunii solului a determinat apariția formulei lui Wieschmeier și Smith (1960), cea care a fost aplicată și completată în România de către Moțoc (1963); în Italia, demne de luat în considerare sunt lucrările lui Desio (1963 și 1970) referitoare la influența factorului geologic în geneza reliefului; pentru România se remarcă lucrările de cartare și clasificare a proceselor geomorfologice actuale, elaborate de geomorfologi autohtoni: Mihăilescu (1890-1978), Morariu (1905-1982), Tufescu (1908-2000), Martiniuc (1915-1990), Mac (1937-2017) etc.

Munca acestor cercetători este continuată de discipolii lor, care în condițiile oferite de progresul tehnicii și a unor posibilități facile, de a face teren, în cele mai variate și îndepărtate locuri de pe suprafața Terrei, publică valoroase tratate de Geomorfologie. Dintre autorii acestora se remarcă: Cotton (1952 - *Geomorphology*), Birot (1958 - *Morphologie structurale*), Scheidegger (1961, 1970, 1991 - *Theoretical Geomorphology*), Chorley (1962 - *Geomorphology and general systems theory*), Tricart și Cailleux (1962, 1965, 1967 și 1970 - *Traité de géomorphologie*), Leopold et al., (1964 - *Fluvial Processes in Geomorphology*), Lliboutri (1965 - *Traite de glaciologie*), Yatsu (1966 - *Rock Control in Geomorphology*), Tufescu (1966a -

Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată), Zaruba și Mencl (1969 - *Landslides and Their Control*), Embleton și King (1968 - *Glacial and Periglacial Geomorphology*), Young (1972 - *Slopes*), Carson și Kirkby (1972 - *Hillslope form and Process*), Posea et al., (1963, 1970 și 1976 - *Geomorfologie*), Chorley și Kennedy (1971 - *Physical geography: a systems approach*), Gregory și Walling (1973 - *Drainage Basin. Form and Process: A Geomorphological Approach*), Strahler (1973a - *Introduction to Physical Geography*), Cooke și Warren (1973 - *Geomorphology in deserts*), Schumm (1977 - *The Fluvial System*), Richards (1982 - *Rivers: form and process in alluvial channels*), Costa și Fleisher (1984 - *Developments and Applications of Geomorphology*), Zăvoianu (1985 - *Morphometry of Drainage Basins*), Chorley, Schumm și Sugden (1984 - *Geomorphology*), Mac (1986 - *Elemente de Geomorfologie Dinamică*), Scheidegger (1987 - *Systematic Geomorphology*), Parsons (1988 - *Hillslope form*); Ichim et al., (1989 - *Morfologia și dinamica albiilor de râuri*), Summerfield (1991 - *Global Geomorphology*), Rhoads și Thorn (1996 - *The Scientific Nature of Geomorphology*) etc.

Meritul tratatelor de Geomorfologie, publicate în anii menționați, și în același timp al autorilor, este că alături de analiza structuralist-sistemică și evolutivă, impun abordarea cantitativă, fără de care studiul reliefului ar rămâne la același stadiu descriptiv, din vremea apariției și dezvoltării Geomorfologiei ca știință. Principalul promotor al revoluției cantitative în Geografie și implicit în Geomorfologie a fost A. N. Strahler (1918-2002), care în 1950, cu ocazia aniversării lui W. M. Davis a lansat o critică fără precedent la adresa descriptivismului din acest domeniu. Alături de A. N. Strahler dintre cei mai de seamă geomorfologi care au contribuit, prin lucrările și prestața lor, la afirmarea curentului cantitativ în Geomorfologie, pot fi menționați următorii: R. E. Horton (1875 - 1945), A. Cailleux (1907 - 1986), L. B. Leopold (1915 - 2006), G. M. Wolman (1924 - 2010), A. E. Scheidegger (1925 - 2014), S. A. Schumm (1927 - 2011) etc. Autorii citați s-au făcut remarcați inclusiv prin introducerea unor modele corelative, cu înalt grad de formalizare.

În urma acestei revoluții Geomorfologia a devenit un adevărat pivot în definirea și promovarea noilor idei și teorii în cadrul Geografiei fizice (Rădoane et al., 1996).

Dintre cei care au subscris acestei schimbări se remarcă: J. T. Hack (1957, 1960 și 1980) care promovează teoria echilibrului dinamic și conceptul eroziunii neciclice, L. B. Leopold et al., (1964) care resping metodologia deductivă și explică mecanismele proceselor geomorfologice prin aplicarea unor principii din Fizică și Chimie, S. A. Schumm și R. W. Lichty (1965) și apoi Schumm (1969, 1973, 1977, 1979, 1993 etc.), cel care în studiile sale, evidențiază că raportul cauză-efect variază în timp, evoluția formelor de relief putând fi privită atât ciclic cât și neciclic, că pragul geomorfologic este legat de stabilitatea formelor de relief, într-un timp limitat și că el este depășit în măsura impusă de evoluția stabilității, dar și de faptul că înțelegerea și controlarea componentelor peisajului morfologic trebuie legate de

cunoașterea detaliilor evoluției reliefului. Tot în acest context merită menționate contribuțiile lui Horton (1945) și efectele ideilor sale de după anul 1950, Strahler (1950 și 1952b), Huggett (1985), Kirkby et al, (1987) etc.

Toate acestea demonstrează că dezvoltarea Geomorfologiei, din ultima jumătate a secolului XX, este strâns legată de aplicarea Teoriei Generale a Sistemelor și a conceptelor enunțate pe filiera legilor termodinamicii, la care se adaugă formularea, adecvată pentru domeniul geomorfologic, a teoriei echilibrului dinamic. Introducerea Teoriei Generale a Sistemelor, în studiul reliefului, a fost realizată îndeosebi de geomorfologi de formație geografică; dintre aceștia, prin contribuțiile originale se remarcă în primul rând Chorley (1962).

În același timp s-a conturat și direcția care viza analiza funcțiilor deținute de relief, preocupare desemnată prin sintagma abordare funcțională. S-a ajuns astfel la necesitatea utilizării unor concepte și noțiuni provenite din cele mai diverse ramuri științifice. Integrarea lor în Geomorfologie a fost posibilă așadar prin adoptarea Teoriei Generale a Sistemelor. Dintre geomorfologii cu contribuții semnificative în acest sens se remarcă: A. Cholley (1886 - 1968), R. J. Chorley (1927 - 2002), B. Kennedy (1923 - 2014), R. J. Huggett (n. 1948), S. A. Schumm (1927 - 2011), A. Scheidegger (1925 - 2014) etc. S-a ajuns astfel la o nouă paradigmă în Geomorfologie, denumită structuralist – sistemică, care coexistă cu cea evoluționistă. Aceasta din urmă, prin simplitatea și naturalitatea de care dă dovadă, facilitează accesul rapid la problematica geomorfologică de bază (Josan et al., 1996).

Cu toată dezvoltarea și afirmarea de care a avut parte în ultimul secol, Geomorfologia este considerată încă, o ramură științifică nouă, prin raportarea la științele din care s-a desprins. Acest fapt permite în continuare noi perfecționări metodologice și conceptuale, așa cum de altfel s-a întâmplat în prima parte a secolului XXI.

Geomorfologia după anul 2000. Și după acest an Geomorfologia continuă să se progreseze, rămânând o știință ancorată obiectiv în realitățile specifice începutului celui de-al III-lea mileniu.

Evidențierea principalelor direcții de cercetare, caracteristice acestei perioade, se poate face din urmărirea titlurilor celor mai importante tratate de Geomorfologie, precum și a revistelor în care se publică rezultatele cercetărilor geomorfologice.

Dintre lucrările de anvergură, ce abordează relieful Terrei, apărute după anul 2000, se remarcă următoarele: *Applied Geomorphology for Mitigation of Natural Hazards* (Oya, 2001), *Applied Geomorphology* (Allison, 2002), *Modern and Past Glacial Environments* (Menzies, 2002a), *Tools in fluvial geomorphology* (Kondolf și Piegay, 2003), *Concepts and Modelling in Geomorphology. International Perspectives* (Evans et al., 2003), *Prediction in geomorphology* (Wilcock și Iverson, 2003a), *Enciclopedia of geomorphology* (Goudie, 2004), *Geodiversity valuing and conserving abiotic nature* (Gray, 2004), *Digital terrain modeling. Principles and*

Methodology (Li et al., 2004), *Geomorphological techniques* (Goudie, 2005), *Geomorphology for Engineers* (Fookes et al., 2005), *Debris flow hazards and related phenomena* (Jakob și Hungr, 2005a), *Catastrophe modelling: a new approach to managing risk* (Grossi și Kunreuther, 2005), *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology* (Hubbard și Glasser, 2005), *Geomorphology of desert dunes* (Lancaster, 2005), *Climatic Geomorphology* (Gutierrez, 2005), *The origin of mountains* (Ollier și Pain, 2005), *Geomorphology and river management. Applications of the river styles framework* (Brierley și Fryirs, 2006), *Landslide from massive rock slope failure* (Evans et al., 2006), *Landslide. Processes, predictions and land use* (Sidle și Ochiai, 2006), *Landslide hazard and risk* (Glade et al, 2006), *Granite landscapes of the word* (Migon, 2006), *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology* (Bull, 2007), *Progress in Landslide Science* (Sassa et al., 2007), *Debris flow. Mechanics, prediction and countermeasures* (Takahashi, 2007), *The Periglacial Environment* (French, 2007), *Glacial sedimentary processes and products*, (Hambrey et al., 2007), *Avalanche Dynamics. Dynamics of Rapid Flows of Dense Granular Avalanches* (Pudasaini și Hutter, 2007), *Zoogeomorphology. Animal as geomorphic agents* (Butler, 2007), *Earth surface processes* (Bridge și Demicco, 2008), *Fundamentals of fluvial geomorphology* (Charlton, 2008), *Global catastrophic risk* (Bostrom și Circovik, 2008), *Les formations superficielles. Geneze – Tipologie – Clasification, Peisages et environnements, ressources et risques* (Dewolf și Bourie, 2008), *Advances in Digital Terrain Analysis* (Zhou et al., 2008), *Quantitative modeling of Earth surface processes* (Pelletier, 2008), *Coastal Geomorphology. An Introduction* (Bird, 2008), *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments* (Knight și Harrison, 2009), *Geomorphology and global environmental change* (Slaymaker et al., 2009), *Geomorphology of desert environments* (Parsons și Abrahams, 2009), *Mapping geomorphological environments* (Pavlopoulos et al., 2009), *Geomorphometry. Concepts, software, applications* (Hengl și Reuter, 2009), *Introduction to process geomorphology* (Sharma, 2010), *Geomorphological landscapes of the word* (Migon, 2010), *Anthropogenic Geomorphology. A Guide to Man-Made Landforms* (Szabo et al., 2010), *An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology* (Davidson-Arnott, 2010), *Geomorphological mapping. Methods and applications*, (Smith et al., 2011); *Arid zone Geomorphology. Process, form and change in Drylands* (Thomas, 2011), *Landslides. Types, Mechanisms and Modelling* (Clague și Stead, 2012), *Introducing geomorphology* (Harvey, 2012), *Tectonic geomorphology*, (Burbank și Anderson, 2012), *Treatise on Geomorphology* (Shroder, 2013), *Landslide science and Practice* (Margottini et al., 2013), *Arid and Semi-Arid Geomorphology* (Goudie, 2013), *Landslides in cold region in the context of climate change* (Shan et al., 2014), *Coastal processes and geomorphology* (Masselink et al., 2014), *Key Concepts in Geomorphology* (Bierman și Montgomery, 2014), *Sandstone Geomorphology*.

Landscape formation, field mapping, research methods, (Migoñ și Viles, 2015), *Geomorphology in the Anthropocene*, (Goudie și Viles, 2016), *Geomorphology and Society* (Meadows și Lin, 2016), *Fundamentals of geomorphology* (Huggett, 2017), *Submarine geomorphology* (Micallef et al., 2018), *Urban Geomorphology* (Thornbush și Allen, 2018), *Badlands Dynamics in a Context of Global Change* (Nadal-Romero et al., 2018), *Geomorphology of Proglacial Systems* (Heckmann și Morche, 2019), *Introduction to Geomorphology* (Szary, 2019), *Aeolian Geomorphology* (Livingstone și Warren, 2019), *Glaciology and Glacial Geomorphology* (Hagg, 2022), *Fundamentals of Geomorphology* (Huggett și Shuttleworth, 2022), *Treatise on Geomorphology*, (Shroder, 2022) etc.

Rezultatele cercetărilor științifice de mare profunzime, care au propulsat Geomorfologia în rândul științelor autentice, aplicate, au fost publicate sub formă de articole în cele mai prestigioase jurnale, dintre care se remarcă: *Annales de Geographie*, *Zeitschrift fur Geomorphologie*, *Geomorphology*, *Earth Surface Processes and Landforms*, *Catena*, *Landslides*, *Landforms*, *Permafrost and Periglacial Processes*, *Quaternary*, *Journal of Coastal Research*, *Journal of Quaternary Science*, *Natural Hazards*, *Earth Surface Dynamics*, *Progress in Physical Geography*, *Progress in Earth and Planetary Science*, *Remote Sensing*, *Area*, *Journal of photogrammetry and Remote Sensing*, *Geomorphometry*, *Advances in digital terrain analysis* etc.

Din simpla urmărire a acestor titluri de tratate și jurnale de Geomorfologie se observă atât aprofundarea direcțiilor de studiu existente, cât și deschiderea spre colaborare cu domenii mai apropiate sau mai îndepărtate: Cartografie, GIS, Pedologie, Hidrologie, Geologie, Biologie, Chimie, Fizică, Teledetecție, Informatică, Statistică etc.

Pe lângă rezolvarea problemelor conceptuale și de cercetare avansată, Geomorfologia contribuie în continuare la soluționarea cerințelor practice solicitate de dezvoltarea societății. Se merge în continuare în direcția cercetării și observării directe a reliefului, prin studiul proceselor geomorfologice actuale și a formelor rezultate în urmă derulării lor. Deschiderea și aprecierea de care se bucură geomorfologii, raportat la colaborarea cu specialiști din alte domenii, au permis pătrunderea în Geomorfologie a celor mai prestigioase tehnici și metode de studiu a substratului.

S-a ajuns în cele din urmă ca Geomorfologia să aibă la bază un ansamblu de cunoștințe, verificate de activitățile practice desfășurate în teren și laborator, care au contribuit la dezvoltarea pe baze moderne a Teoriei generale a Geomorfologiei. Evoluția Geomorfologiei prin etape calitative deosebite - descriptivă, explicativă și aplicativă – reflectă dezvoltarea de care acesta disciplină științifică a avut parte în ultimul secol. Progresul în cauză a fost posibil numai pe baza cunoașterii legilor de formare și de evoluție a reliefului. Prin intermediul acestora a devenit posibilă anticiparea dezvoltării ulterioare a reliefului și cunoașterea celor mai susceptibile suprafețe de teren, la manifestarea diverselor procese geomorfologice. Atingerea

acestui nivel, în dezvoltarea științifică, permite inclusiv realizarea de prognoze, ale dinamicii proceselor geomorfologice, care de obicei sunt reprezentate grafic pe hărți de susceptibilitate utilizând softuri GIS. Analiza bazelor de date spațiale, care conțin informații despre relief, indică pentru situația actuală o intensă diferențiere și întrepătrundere a științelor, fapt care permite folosirea largă a metodelor din alte domenii științifice în Geomorfologie. Interpretarea pe această filieră, a informațiilor existente, a condus la cunoașterea esenței problemelor și a legilor de formare și de evoluție a reliefului.

Geomorfologia a devenit astfel indispensabilă dezvoltării societății sub diversele sale aspecte. Să nu uităm că relieful este suportul suprafeței pe care își desfășoară activitatea componenta antropică, el fiind în măsură să influențeze planificarea teritoriului și utilizarea terenurilor.

Și în viitor Geomorfologia va avea parte de provocări. Ele vor fi legate pe de o parte de evoluția ei ca știință, iar pe de alta de concurența venită dinspre specialiștii altor discipline, care în ultima vreme cochetează tot mai mult cu studiul reliefului.

Geomorfologia în România. Apariția ei a avut loc la sfârșitul secolului XIX și începutul secolului XX, la fel ca în majoritatea țărilor din Europa. Ulterior, pe tot parcursul secolului XX a continuat dezvoltarea și afirmarea Geomorfologiei, lucru care se întâmplă și în prezent, în prima parte a secolului XX.

Evidențierea principalelor repere evolutive ale Geomorfologiei, pe plan național, și a realizărilor efectuate de către geomorfologii români, se va face cronologic. Se pot deosebi în acest sens următoarele: etapa anterioară Geomorfologiei, etapa constituirii Geomorfologiei, etapa dezvoltării Geomorfologiei, etapa afirmării Geomorfologiei și etapa Geomorfologiei actuale.

Etapa anterioară Geomorfologiei în România. Se extinde aproximativ între anii 1600 și 1850. Remarcabile pentru acest interval sunt o serie de studii ce cuprind informații descriptive despre relieful Principatelor Române. Dintre cei care au avut contribuții semnificative se remarcă: N. Milescu (1636-1707) care călătorind în China, prin Asia, a făcut însemnări și despre relief în lucrarea intitulată *Călătorie în China*, C. Cantacuzino (1650-1716), cel care a elaborat Harta Țării Românești, și Dimitrie Cantemir (1673-1723). Ultimul dintre aceștia, pentru erudiția sa, dovedită mai ales în lucrarea *Descriptio Moldaviae*, poate fi socotit un precursor al Geografiei noastre (Posea et al., 1970); în cadrul acestei lucrări se remarcă Harta Moldovei, care apare sub formă de anexă. Dintre scriitorii antici care au abordat și relieful României se remarcă Herodot (484 î.e.n. – 425 î.e.n.), de la care au rămas însemnări despre litoralul Mării Negre, dar și despre unele forme de relief din interiorul țării (Achim, 2016).

Etapa constituirii Geomorfologiei în România. Poate fi localizată temporal în a doua jumătate a secolului XIX și începutul secolului XIX (1850-1900). Constituirea Geomorfologiei se leagă de înființarea primelor centre universitare din

România: Universitatea din Iași (1860) și Universitatea din București (1864). Un aspect foarte important, pentru Geomorfologia din România, l-a reprezentat faptul că la ambele universități a fost înființată câte o catedră de Geologie, la care se predau și noțiuni despre relief.

La acestea se adaugă activitatea desfășurată de geografi de la actuala Universitate Babeș-Bolyai din Cluj-Napoca. Începând cu anul 1872 are loc înființarea Universității Regale Maghiare din Cluj, iar în cadrul acesteia a funcționat și o catedră de Geografie. Dintre geografi care au profesat și au studiat relieful din Transilvania se remarcă A. Ternér (1835-1919) și J. Cholnoky (1870-1950).

Un moment important în constituirea acestei științe l-a reprezentat înființarea, în 1866, a Academiei Române. În cadrul acesteia a avut loc intensificarea cercetărilor din mai multe domenii științifice, între care și Geologia și Geografia, în cadrul cărora, la vremea respectivă se studia și relieful.

Tot în acest context trebuie menționată înființarea Societății Române Regale de Geografie, în 1875, în cadrul căreia, în special după anul 1892 un accent deosebit s-a pus pe Secția de Geologie, care va constitui baza dezvoltării Geomorfologiei (Posea et al., 1970), cu scopul cunoașterii prin studii a reliefului țării (Achim, 2016). În acest sens, conform autorului citat, sunt introduse elemente metodologice și conceptuale, specifice Geomorfologiei, în ideea aplicării acestora la teritoriul țării.

Apariția primelor universități și a institutelor menționate au pus bazele științifice dezvoltării unei școli cu profil geologo-geografic, în cadrul căreia s-au extins și preocupările asupra studiului reliefului, conform standardelor de la finalul secolului XIX. Remarcabile sunt în acest sens studiile complexe de Geologie și Geografie fizică.

Între reprezentanții de seamă ai acestei școli, care alături de studiile de Geologie au abordat și relieful, punând practic bazele Geomorfologiei din România, se remarcă primii doi profesori de la catedrele de Geologie de la Universitățile din Iași și București, la care se adaugă cei maieminenți dintre discipolii lor:

- Grigore Cobălcescu (1831-1892) este primul profesor de Geologie de la Universitatea din Iași; el a realizat o primă regionare geomorfologică, a teritoriului național de atunci, și a întocmit o serie de hărți și profiluri geologice, care au fost ulterior folosite pentru interpretări geomorfologice;

- Gregoriu Ștefănescu (1836-1911), primul profesor de Geologie de la Universitatea București, a pus bazele studiului geologic al Câmpiei Române și a avut preocupări în elaborarea Hărții geologice a României;

- Gheorghe Munteanu Murgoci (1882-1925), a studiat pânzele de șariaj din Munții Carpați, a abordat problema limitei dintre Carpații Orientali și Meridionali, a studiat văile transversale din Carpații Meridionali, solurile fosile și condițiile climatice în care s-au format, a studiat relieful Dobrogei și al Subcarpaților;

- Grigore Antipa (1866-1944) a studiat sub aspect geomorfologic lunca și Delta Dunării elaborând o primă teorie asupra formării ei.

Contribuții deosebite în cunoașterea reliefului a avut și geologul L. Mrazec (1867-1944). Studiile sale, prin intermediul cărora a deosebit cele două grupuri de metamorfism din Carpații Meridionali, i-au permis lui Gh. Munteanu Murgoci să evidențieze structura în pânze de șariaj și să individualizeze Pânza Getică. Teoria cutelor diapire și tipologia reliefului care le însoțește a fost formulată tot de către L. Mrazec (1907), sub coordonarea căruia în 1920 a fost realizată prima hartă geologică a României.

Specialiștii menționați, prin studiile și prestația lor la catedră, au pus bazele Geologiei și Geomorfologiei românești (Posea et al., 1970). Cele mai studiate unități teritoriale sunt cele carpatice, subcarpatice și de câmpie, adică cele în care erau cantonate cele mai importante resurse ale subsolului.

Alături de Geologie contribuții semnificative în constituirea Geomorfologiei au venit și din partea Topografiei. Practic, numai după cunoașterea adecvată a structurii geologice a teritoriului național și a reprezentării suprafeței țării pe hartă s-a putut trece și la interpretări referitoare la originea și dezvoltarea reliefului (Posea et al., 1970). Pe acest fond au început să apară primele interpretări științifice de natură geomorfologică.

Etapă dezvoltării Geomorfologiei în România (1900-1950). Debutează o dată cu dezvoltarea Geografiei în România, fapt care determină tot mai mult delimitarea Geomorfologiei de Geologie, bineînțeles fără a rupe contactele, deoarece se va sprijini în continuare pe unele rezultate obținute de diversele ramuri ale Geologiei (Posea et al., 1970).

Această etapă, care a debutat la începutul secolului XX, este marcată de înființarea catedrelor de Geografie la Universitățile din România. Astfel în anul 1900 este întemeiată prima catedră de Geografie la Universitatea București, avându-l ca profesor pe S. Mehedinți (1868-1962), apoi în anul 1904 o catedră similară a fost creată la Universitatea Iași sub îndrumarea lui Șt. Popescu (1863-1911), pentru ca ulterior, în 1919, să fie înființată o catedră de Geografie și la Universitatea din Cluj, unde profesor a fost numit G. Vâlsan (1885-1935). Începând din 1920 la Universitatea din Cernăuți a fost înființată o catedră de Geografie, la care a activat C. Brătescu (1882-1945).

Dintre aceștia, un aport deosebit la dezvoltarea Geografiei și implicit al Geomorfologiei l-a avut S. Mehedinți, prin intermediul cursurilor universitare predate zeci de ani, la Universitatea din București, și reunite în lucrarea fundamentală *Terra. Introducere în Geografie ca știință* (1931), precum și prin intermediul primei generații de geografi, care s-au ocupat ulterior cu studiul reliefului României: Al. Dimitrescu-Aldem (1880-1917), G. Vâlsan (1885-1935), C. Brătescu (1882-1945), N. Orghidan (1881-1967), V. Mihăilescu (1890-1978) etc.

În această perioadă, de început a dezvoltării Geomorfologiei, trebuie menționat că, în România, au fost realizate ample cercetări ale reliefului de către Emm. De Martonne (1873-1955), considerat cel mai de seamă geomorfolog al timpului său. El a avut colaborări fructuoase îndeosebi cu geografi și geomorfologi de la Universitatea din Cluj, dar și din alte centre universitare, cărora le-a prezentat evoluția reliefului conform teoriei lui W. M. Davis, al cărui promotor a fost, dar pe care a folosit-o mai mult ca metodă de studiu a teritoriilor montane. Lucrarea lui Martonne (1907) intitulată *Rescherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transilvanie* (Cercetări asupra evoluției morfologice a Alpilor Transilvaniei) este elocventă în acest sens. Alături de această lucrare Martonne (1902) a mai realizat o teză de doctorat, intitulată *La Walachie: essai de monographie géographique*, și a publicat mai multe articole despre relieful României.

Tot în acest context trebuie menționat și polonezul L. Sawicki (1884 - 1928), care a efectuat studii, începând cu anul 1900, în Depresiunea Transilvaniei. Remarcabilă este în acest sens lucrarea din 1912 *Beitrag zur Morphologie Siebenburgens* (Contribuții la morfologia Transilvaniei). Pentru Depresiunea Transilvaniei de un real folos în realizarea cercetărilor geomorfologice ulterioare sunt lucrările geologului maghiar A. Koch (1843-1927).

În prima parte a secolului XX Geomorfologia ca știință s-a dezvoltat îndeosebi la universitățile din Cluj și Iași și ceva mai târziu și la cea din București (Posea et al., 1970).

Dintre geomorfologii români care au avut contribuții la dezvoltarea acestei discipline, în prima parte a secolului XX se remarcă:

- G. Vâlsan (1885-1935), care este socotit alături de C. Brătescu întemeietorul Geomorfologiei românești (Posea et al., 1970), ajunge prin lucrarea sa intitulată *Câmpia Română*, să fie un geomorfolog consacrat pe plan mondial, fiind printre primii din lume care abordează astfel de probleme, pentru o câmpie: studiul teraselor, luncilor, crovurilor, evoluția rețelei hidrografice, regionarea geomorfologică etc. El pune formarea câmpiei pe seama mișcărilor scoarței ilustrând consecințele mișcărilor din Câmpia Siretului inferior și a celor din nordul Câmpiei Române pentru întreaga sa evoluție (Posea et al., 1970). Alături de acest teritoriu el a mai abordat și altele cum ar fi: Porțile de Fier, Delta Dunării, Valea Prahovei, Munții Bucegi etc. El a activat la Universitatea din Iași începând cu 1916, apoi în 1919 a trecut la Universitatea din Cluj, unde a pus bazele scolii geografice de acolo, pentru ca după 1929 să accepte invitația lui S. Mehedinți de a activa la Universitatea București;

- C. Brătescu (1882-1945) a fost preocupat de studierea terenurilor joase de platformă și câmpie, cum ar fi Câmpia Română și Delta Dunării. El a examinat aceste teritorii în strânsă legătură cu evoluția care a avut loc în timpul Cuaternarului, dorind punerea la punct a unei scări cronologice a vârstei formelor de relief. Studiile sale s-au bazat mai mult pe date culese din teren, pe cartări realizate la fața locului, pe

analize minuțioase, și mai puțin pe generalizări teoretice. Începând din 1939 a activat ca profesor la Universitatea București;

- Al. Dimitrecu-Aldem (1880-1912) aduce contribuții deosebite la cunoașterea Bazinului Dunării inferioare, la elucidarea formării nisipurilor mobile din Câmpia Olteniei, impunându-se printr-un spirit analitic profund;

- M. David cu toate că la origine avea pregătire de geolog și-a îndreptat activitatea spre studii geomorfologice, în cadrul cărora a explicat formarea reliefului pornind de la factorii geologici. A predat la Universitatea din Iași;

- V. Mihăilescu (1890-1978) a abordat relieful sub aspect morfografic și descriptiv, datorită influențelor provenite pe filiera teoriei lui W. M. Davis. S-a folosit în prezentarea reliefului îndeosebi de metoda reprezentării cartografice. Dintre subdiviziunile morfologice ale teritoriului național studiate de el se remarcă: Carpații Orientali, Platforma Someșană, Câmpia Română, Dobrogea, Piemontul Getic, Masivul Bucegi etc. Și-a desfășurat activitatea la Universitatea București.

Spre finalul acestei etape, în 1944, este înființat, la București, sub conducerea lui V. Mihăilescu, Institutul de Cercetări Geografice al României, devenit ulterior Institutului de Geografie al Academiei Române; acesta avea și două filiale: una la Cluj-Napoca și alta la Iași. În cadrul institutului a funcționat încă de la început o secție de Geografie fizică, în cadrul căreia preocupările de Geomorfologie au predominat, dovadă stând proiectele de cercetare derulate și studiile asupra întregului spațiu românesc (Achim, 2016).

Etapă afirmării Geomorfologiei în România (1950-1990). După ce de-al doilea război mondial Geomorfologia din România continuă să se afirme, tot ca ramură în cadrul Geografiei fizice, pe fondul tendinței de modernizare a aparatului său teoretic și metodologic. Acest lucru a presupus o restructurare conceptuală și o delimitare tot mai evidentă de Geologie, cu toate că se folosesc în continuare informații științifice prețioase provenite pe această filieră. Nu trebuie uitat că relieful, chiar dacă este rezultatul interacțiunii agenților subaerieni cu rocile și structurile, de multe ori reprezintă în mare parte expresia exterioară a acestora.

În a doua parte a secolului XX au început să predomine studiile geomorfologice cu caracter regional, în vederea cunoașterii cu exactitate a reliefului țării. Prin intermediul acestora s-au scos în evidență etapele evoluției paleogeomorfologice, caracterizate fiecare dintre ele prin condiții climatice, tectonice și morfologice specifice (Posea et al., 1970). O atenție deosebită a fost acordată formării și evoluției piemonturilor, din timpul Pliocenului; acestea au fost studiate îndeosebi de către: P. Coteț (1914-1988), C. Martiniuc (1915-1990), Gr. Posea (1928-2023), etc. De asemenea, au fost studiate grupele Munților Carpați, depresiunile tectono-erozive, evoluția periglaciara, terasele fluviale, îndeosebi de către următorii geomorfologi: T. Morariu (1905-1982), Gh. Pop (1916-1998), V. Gârbacea (n. 1931), I. Sîrcu (1916-1987), Al. Savu (1920-1992), P. Coteț (1914-

1988), V. Velcea (1929-2008), N. Orghidan (1881-1967), Al. Roșu (1930-1992), L. Badea (n. 1928), V. Tufescu (1908-2000), Gr. Posea (1928-2023), C. Martiniuc (1915-1990), Hâjoabă (1931-2014), Băcăuanu (1926-1990), M. Grigore (n. 1932), H. Grumăzescu (1927-1999), I. Mac (1937-2017), I. Donisă (1929-2019), M. Ielenicz (1941-2017) etc.

După această primă generație postbelică de geomorfologi, a urmat cea de doua, care s-a impus rapid prin contribuții științifice remarcabile, recunoscute atât pe plan național cât și internațional (Cioacă, 2006). Dintre exponenții de seamă ai acestora se remarcă: N. Josan, N. Popescu, A. Cioacă, M. Buza, D. Bălțeanu, M. Dinu, V. Sencu, N. Basarabeanu, E. Vespremeanu, Fl. Grecu, M. Sandu, I. Bojoi, I. Stănescu, I. Ungureanu, I. Ichim, C. Rusu, C. Brânduș, A. Șchiopoi, N. Aur, W. E. Schreiber, V. Surdeanu, D. Petrea, I. A. Irimuș, V. Loghin, R. Stroe, I. Armaș, N. Rădoane, M. Rădoane, P. Urdea etc.

Un rol foarte important în afirmarea Geomorfologiei și implicit în cunoașterea detaliată a reliefului din România l-au avut conducătorii de doctorat, din domeniul Geografie (T. Morariu, Gr. Posea, M. Iancu, V. Velcea, I. Pișotă etc.), care au îndrumat numeroase teze cu specific geomorfologic. Dintre aceștia T. Morariu, discipol al lui G. Vâlsan a continuat dezvoltarea școlii geografice și geomorfologice de la Cluj abordând numeroase direcții de studiu a reliefului, și anume: suprafețele de nivelare, formele și procesele periglaciare, terasele fluviale, procesele geomorfologice în general și cele de alunecare de tip glinee în special, regionarea geomorfologică etc.

Demn de remarcat, pentru această etapă este Simpozionul Internațional de Geomorfologie Aplicată, care a fost organizat la București, în mai-iunie 1967. Această reușită atestă aprecierea de care s-a bucurat școala geomorfologică națională pe plan mondial (Coteț, 1971).

Spre sfârșitul acestei perioade, dar mai ales după anul 1975, pe măsură ce studiile de Geomorfologie și-au îndreptat atenția asupra proceselor geomorfologice actuale (alunecări de teren, eroziune torențială pe versant, dinamica albiilor, dinamica litorală etc.), Geomorfologia tinde să devină tot mai independentă de științele în cadrul căreia s-a format - Geologia și Geografia – și să se alinieze școlilor geomorfologice existente pe plan internațional.

În acest sens se trece la realizarea de cercetări experimentale așa cum au fost cele derulate în cadrul stațiunilor de la: Pângărați (Stațiunea de cercetări Stejarul – aparține de Universitatea Al. I. Cuza, din Iași), Orșova (Stațiunea Geografică – aparține de Universitatea București), Pătărlagele (Stațiunea de cercetări geografice Pătărlagele – aparține de Institutul de Geografie al Academiei Române), Arcalia (Stațiunea Științifică – aparține de Universitatea Babeș-Bolyai din Cluj-Napoca), Perieni (Stațiunea de cercetare-dezvoltare pentru combaterea eroziunii solului – fondată de Academia Agricole și Silvică) etc., precum și în laboratoarele de Geomorfologie ale facultăților în care se predă Geomorfologie.

S-a ajuns ca în această etapă direcția de bază din Geomorfologie să fie reprezentată de abordarea genetică, pe bază structurală și sculpturală, cu orientare către evaluarea în scopuri practice a reliefului. De asemenea, cercetările geomorfologice au fost orientate spre elucidarea unor aspecte fundamentale referitoare la evoluția paleogeografică, caracterul proceselor și mecanismelor morfodinamice actuale, care sunt responsabile de peisajul geomorfologic al diverselor subdiviziuni ale teritoriului național. Studiul reliefului s-a bazat pe cartări geomorfologice de detaliu, cercetări experimentale în stații pilot, analize de laborator și folosirea metodelor cantitative.

Comanda socială adresată acestei științe a făcut ca studiile de Geomorfologie aplicată să fie tot mai necesare, fapt care a determinat realizarea unor hărți tematice cu caracter practic: harta pantelor, harta adâncimii fragmentării reliefului, harta densității fragmentării reliefului, harta expoziției formelor de relief, harta susceptibilității la diverse procese geomorfologice, harta proceselor geomorfologice de risc etc.

S-a ajuns astfel ca Geomorfologia să devină o știință indispensabilă societății, îndeosebi atunci când vorbim despre: utilizarea terenurilor, trasarea căilor de comunicații, realizarea de noi ansambluri rezidențiale, dezvoltarea sau înființarea unor stațiuni turistice etc. Acest fapt este determinat de realitatea că toate activitățile antropice se desfășoară pe o formă sau alte de relief, al cărei dinamică și evoluție nu poate fi neglijată.

Dintre lucrările de Geomorfologie, publicate în această etapă, se remarcă următoarele: *Carpații sud-estici de pe teritoriul R. P. Române* (Mihăilescu, 1963), *Modelarea naturală și eroziunea accelerată a reliefului* (Tufescu, 1966a), *Dealurile și Câmpiile României* (Mihăilescu, 1966), *Subcarpații și depresiunile marginale ale Transilvaniei* (Tufescu, 1966b), *Geomorfologie* (Posea et al., 1963), *Văile transversale din România. Studiu geomorfologic* (Orghidan, 1969), *Geomorfologie cu elemente de Geologie* (Coteț, 1969 și 1971), *Geomorfologie generală* (Posea et al., 1970), *Geomorfologia României* (Coteț, 1973), *Geomorfologie* (Naum și Grigore, 1974); *Relieful României* (Posea et al., 1974), *Morfologia carstică* (Bleahu, 1974), *Geomorfologie* (Posea et al., 1976), *Geomorfologie* (Mac, 1976-1980a – vol. I și II), *Curs de geomorfologie* (Bojoi, 1979), *Morfometria bazinelor hidrografice* (Zăvoianu, 1978 și 1985), *Reprezentarea grafică și cartografică a formelor de relief* (Grigore, 1979), *Alunecări de teren și taluze* (Florea, 1979), *Relieful carstic* (Bleahu, 1982), *Experimentul de teren în geomorfologie* (Bălțeanu, 1983), *Elemente de geomorfologie dinamică* (Mac, 1986), *Geomorfologie* (Băcăuanu, 1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râuri* (Ichim et al., 1989) etc.

O lucrare deosebită este reprezentată de cea intitulată *Geografia României* (vol. I, 1983; vol. II, 1984; vol. III, 1987; vol. IV, 1992; vol. V, 2005), între copertile căreia, prezentarea reliefului și problemelor geomorfologice s-a realizat cu aportul celor mai prestigioși geomorfologi ai vremii.

Etapă Geomorfologiei actuale în România (1990-2023). După anul 1990 interesul geomorfologilor români s-a îndreptat către studiul reliefului sub aspect dinamic și aplicativ (Rădoane și Vespremeanu-Stroe, 2017). Această orientare a fost necesară atât din rațiuni economice (continuarea dezvoltării infrastructurii naționale), cât și științifice (alinieră la principalele direcții de cercetare existente pe plan mondial).

Se continuă, în acest sens, tradiția cercetării reliefului sub aspect aplicativ și experimental, dovadă stând înființarea Stațiunii de Cercetări Marine și Fluviale de la Sfântu Gheorghe; ea este afiliată Universității București.

Începând cu anul 1990 a fost înființată Asociația geomorfologilor din România, care este, din 1997, afiliată Asociației Internaționale a Geomorfologilor (International Association of Geomorphologists).

Tot după anul 1990 Geomorfologia a început să fie predată în cadrul unor centre universitare care și-au reluat activitatea (Suceava, Oradea, Timișoara și Craiova) sau au fost nou înființate (Târgoviște și Constanța) (Rădoane et al., 2000).

Alături de predarea Geomorfologiei în facultățile de Geografie, ea se predă și în cadrul altor facultăți, la specializări legate de: Geodezie, Topografie, Geologie, Știința Mediului, Ingineria Mediului, Agronomie etc.

Chiar dacă și înainte de 1990 geomorfologii români au participat la simpozioane internaționale, deschiderea care a avut loc după acest an a permis o participare numeroasă a lor la întrunirile științifice, care vizau studiul reliefului. Contribuții semnificative în acest sens s-au înregistrat în legătură cu: studiul proceselor periglaciare, a cartografierii geomorfologice, a studiului versanților, a proceselor de risc geomorfologic, al studiului morfometriei reliefului, al datării vârstei formelor de relief etc.

Prin abordarea unor astfel de teme Geomorfologia din România a ajuns la aprofundarea problemelor de geneză și vârstă a reliefului, folosind în acest sens inclusiv date geologice și paleografice, îndeosebi pentru perioadele Cuaternarului.

Geomorfologii din România s-au implicat activ în proiectele de amenajare a teritoriului național, stimulând latura aplicativă a Geomorfologiei, prin elaborarea unei documentații geomorfologice și cartografice de specialitate (Cioacă, 2006). În același timp, geomorfologii implicați în astfel de activități, consideră că o astfel de abordare este cerută de însăși poziția reliefului, considerat ca temelie a tuturor componentelor mediului geografic (Cioacă, 2006).

Și în această etapă au fost publicate numeroase cărți de Geomorfologie, atât cu caracter didactic, cât și aplicativ: *Geomorfologie* (Donisă și Boboc, 1994), *Geomorfologie* (Velcea, 1995), *Geomorfologie generală* (Josan et al., 1996), *Geomorfosfera și geomorfosistemele* (Mac, 1996), *Ravenele. Forme, procese evoluție* (Rădoane et al., 1999), *Geomorfologie* (Rădoane et al., 2000 și 2001, vol. I și II), *Munții retezat. Studiu geomorfologic* (Urdea, 2000), *Geomorfologie aplicată*

(Ioniță, 2000), *Vulcanismul și relieful vulcanic* (Posea, 2001), *Geomorfologie dinamică* (Grecu și Palmentola, 2003), *Vulnerabilitatea versanților la alunecări de teren* (Armaș et al., 2003), *Geomorfologie* (Ielenicz, 2005), *Geomorfologia României* (Posea, 2005), *Ghețarii și relieful* (Urdea, 2005), *Probleme speciale de geomorfologie* (Cioacă, 2006), *Geomorfologie generală* (Velcea și Costea, 2006), *Risc și vulnerabilitate: metode de evaluare aplicate în geomorfologie* (Armaș, 2006), *Geomorfologie aplicată* (Rădoane și Rădoane, 2007a), *Noțiuni fundamentale în studiul hazardelor naturale* (Goțiu și Surdeanu, 2007), *Glaciologie* (Grecu, 2007), *Elemente de geomorfologie fluviatilă* (Loghin, 2009), *Valorificarea reliefului în turism*, (Comănescu et al., 2010), *Geomorfologie tectono-structurală* (Ene, 2012), *Relieful de glinee* (Gârbacea, 2013), *Antropizarea reliefului. Geomorfologie antropică* (Josan, 2014), *Relieful și amenajarea teritoriului* (Blaga et al., 2014), *Geomorfologie* (Achim, 2016), *Landform dynamics and evolution in Romania* (Rădoane și Vespremeanu-Stroe, 2017), *Geomorfologia mediului* (Roșian, 2017), *Procese și forme periglaciare din Carpații Meridionali: abordare geomorfologică și geofizică* (Onaca, 2017), *Geomorfologie dinamică pluvio-fluvială* (Grecu, 2018), *Relieful din Depresiunea Transilvaniei* (Roșian, 2020) etc.

Alături de aceste lucrări geomorfologii din România au publicat numeroase articole în reviste de specialitate cotate și indexate internațional. Prin aceste reușite s-au validat rezultatele cercetărilor și s-a confirmat valoarea specialiștilor autohtoni în studiul reliefului.

În prezent tradiția Scolii Geomorfologice din România este dusă mai departe specialiștii care activează în universități, precum și în institute și centre de cercetare. Preocupările și domeniile abordate de fiecare dintre ei se regăsesc pe site-ul Asociației Geomorfologilor din România (<https://www.geomorfologie.ro/>).

Utilizarea unor tehnologii tot mai avansate, în studiul reliefului, necesită cercetători tot mai calificați, fapt care va conduce tot mai mult la studii interdisciplinare (Rădoane și Vespremeanu-Stroe, 2017). Conform autorilor citați, în ultimii 10-15 ani se observă tot mai mult formarea grupurilor de cercetare, alcătuite din tineri geomorfologi, înzestrați cu abilități științifice în domenii variate (Geografie, Fizică, Matematică, Chimie, Informatică, Teledetecție etc.). Se pare că acesta este tendința care se conturează tot mai mult în momentul de față în Geomorfologia românească. De succesul colaborării dintre specialiștii diverselor domenii, precum și de colaborarea geomorfologilor români cu cei din alte țări va depinde menținerea Geomorfologiei din România la nivelul la care a ajuns în anul 2023.

Subdiviziunile Geomorfologiei. Pornind de la complexitatea reliefului și de la necesitățile practice ale utilizării lui, de către componenta antropică, s-a ajuns ca Geomorfologia să aibă mai multe direcții de investigație și subdiviziuni. De-a lungul timpului acestea au captat în măsură diferită atenția cercetătorilor, ele fiind, în diferitele etape ale dezvoltării Geomorfologiei, mai mult sau mai puțin la modă.

Cu toate că ele sunt bine conturate, există strânse legături analitice între ele (Achim, 2016), așa cum se va observa din prezentarea lor, pe scurt, în continuare:

- **Geomorfologia generală** abordează relieful ca rezultat al interacțiunii dintre factorii interni (dinamica plăcilor tectonice, magmatismul, erupțiile vulcanice etc.) și factorii externi (râuri, valuri, curenți, ghețari, îngheț-dezghet, vânt, om etc.); de obicei relieful Terrei este tratat la scară planetară; în cadrul acesteia se elaborează modele explicative ale morfogenezei cu ajutorul cărora se evidențiază principalele categorii tipologice, care compun sfera reliefului terestru; specifică acestei ramuri este gruparea și analiza formelor de relief pe baza, raporturilor existente între acestea și factorii cauzali, considerați primordialii în morfogeneză (Josan et al., 1996).

- **Geomorfologia planetară** se ocupă în principal cu studiul formei și dimensiunilor Terrei, structura sa internă, mișcările plăcilor tectonice și cu relieful continentelor și bazinelor oceanice;

- **Geomorfologia tectonică** este axată pe studiul mișcărilor tectonice, care se reflectă în aspectul formelor de relief (Achim, 2016); autorul citat, menționează că astfel de mișcări (de subsidență, subducție, ridicări pe etape, boltiri, cutări ale stratelor etc.) sunt reflectate în dinamica proceselor geomorfologice din teritoriile respective;

- **Geomorfologia tectono-structurală** abordează principalele forme de relief din componența continentelor și a oceanelor (orogenurile, platformele continentale emerse, șelful continental, abruptul continental, câmpiile abisale și dorsalele medio-oceanice fosele abisale), considerate ca rezultat al acțiunii factorilor și proceselor geodinamice interne;

- **Geomorfologia magmato-vulcanică** se ocupă cu studiul reliefului generat de procesele magmato-vulcanice; extinderea considerabilă a platourilor și a conurilor vulcanice, precum și a intruziunilor vulcanice, aduse la zi de eroziune, este în măsură, prin studiul lor să ofere informații prețioase despre relieful diverselor teritorii;

- **Geomorfologia structurală** are în atenție cercetarea formelor de relief care s-au format sub influența directă a structurii depozitelor geologice;

- **Geomorfologia petrografică** sau litologică studiază relieful în raport cu rocile și comportamentul acestora în urma interacțiunii cu agenții și procesele exogene; cea mai dezvoltată direcție în acest sens este reprezentată de carstologie;

- **Geomorfologia genetică** privește relieful sub aspectul originii acestuia, raportat la factorii dominanți în morfogeneză, geologic și climatic, cărora li se adaugă o serie de factori azonali (fluviali, de eroziune torențială pe suprafețe înclinate de tipul versanților, deplasări în masă, litorali, glaciari, periglaciari, eolienei, antropici etc.);

- **Geomorfologia regională** urmărește scoaterea în evidență a diferențelor care există între relieful diverselor subunități teritoriale, pe baza unor criterii și principii judicioase alese; în acest context se pune accent pe descrierea și analiza diferitelor

unități teritoriale, pe deosebirea caracteristicilor acestora, pe stabilirea limitelor și pe subîmpărțirea lor în subunități tot mai mici, în scopul regionării geomorfologice (Posea et al., 1976); de obicei teritoriul studiat poate fi al unui continent, al unei țări, al unei unități de relief (munți, podișuri, câmpii etc.) sau un complex morfoclimatic (Relieful glaciatic din Munții Carpați, Relieful de dune din Sahara etc.); în studiile de Geomorfologie regională relieful este abordat sub toate aspectele, începând de la influența rocii și a structurii, până la cunoașterea amănunțită a proceselor geomorfologice actuale, în funcție de cerințe; la baza apariției acestei ramuri a stat printre altele și necesitatea soluționării unor probleme practice tot mai complexe, generate de utilizarea reliefului, ceea ce a stimulat creșterea ponderii și importanței studiilor geomorfologice la scară regională și locală; întrucât este o proiecție a Geomorfologiei generale la un nivel spațial inferior (Josan et al., 1996), Geomorfologia regională are la bază cunoașterea inductivă și analitică; ca urmare această ramură își asumă și sarcini specifice precum cercetarea experimentală, identificarea și delimitarea unităților taxonomice, analiza funcționării acestora etc., iar demersurile acesteia devin operaționale, întrucât sunt produsul unor situații concrete (Josan et al., 1996);

- **Geomorfologia submarină** studiază, forma originea și dezvoltarea caracteristicilor morfologice al fundului mărilor și oceanelor (Hugget, 2017); cu toate că relieful submarin reprezintă aproximativ 71% din suprafața Terrei, el este mai puțin studiat decât cel subaerian; formele de relief acoperite de ape sunt foarte variate mergând de la ondulații, dune, creste de nisip, canale submarine, specifice apelor puțin adânci, până la canioane, câmpii abisale, bazine de sedimentare (Hugget, 2017) și gropi abisale.

- **Paleogeomorfologia** se ocupă de reconstituirea fazelor evolutive ale reliefului, de condițiile de morfogeneză existente anterior celor actuale, de stabilirea succesiunii unor tipuri genetice de relief etc. (Rădoane et al., 2000);

- **Geomorfologia sculpturală** sau erozivo-acumulativă analizează relieful din punctul de vedere al agenților și proceselor, care acționând la nivelul suprafeței terestre, erodează și modifică formele de relief existente; dintre direcțiile sale se remarcă: Geomorfologia fluvială, litorală, glaciatică, periglaciatică, eoliană, antropică etc.;

- **Geomorfologia climatică** consideră climatul drept o variabilă a morfogenezei și ca urmare studiază acțiunea agenților externi (grupați pe zone climatice) și formele de relief specifice. Această ramură științifică s-a afirmat ca reacție la absolutizarea structurii și stadiului, în geneza formelor de relief, așa cum este în cazul concepției lui W. M. Davis (1899). Noua orientare considera climatul drept o variabilă a morfogenezei, motiv pentru care studia acțiunea agenților geomorfologici externi, pornind de la tipurile și zonele climatice. Unul dintre primii susținători ai aceste direcții a fost Emm de Martonne (1940), cel care în urma studiilor efectuate în Brazilia pune hotărâtor problema climatului ca factor de relief de prim ordin;

- **Geomorfologia pe agenți** examinează și grupează formele de relief în funcție de agentul principal care le-a creat: apa curgătoare, apa mărilor și oceanelor, ghețarii, vântul, omul etc; o astfel de abordare se aseamănă cu cea specifică Geomorfologiei sculpturale și celei climatice;

- **Geomorfologia dinamică** reprezintă un ansamblu de concepte, teorii și legi privind structura formelor de relief și procesele geomorfologice, luate pe întreg sau pe părți, cu relațiile dintre ele și funcțiile pe care le îndeplinesc (Mac, 1986); specifică acestei ramuri îi este abordarea funcțională a reliefului, rezultată din caracterul său structurat și din modul de integrare într-un mediu morfogenetic variat și complex (Josan et al., 1996); în același timp ea se ocupă cu studiul proceselor sub aspectul inițierii, dezvoltării și constrângerii lor până la concretizarea în morfologie și tip de depozite (Rădoane et al., 2000); într-o formulare și mai cuprinzătoare, Grecu și Palmentola (2003), menționează că ea are în atenție structura proceselor actuale, modul lor de acțiune, formele de relief și depozitele rezultate, funcțiile și relațiile dintre acestea, fenomenele de autoreglare (pentru atingerea echilibrului dinamic), dezvoltarea și evoluția sistemului geomorfic în timp și spațiu;

- **Geomorfologia aplicată** se ocupă cu găsirea de soluții pentru rezolvarea diverselor probleme de ordin practic, cum ar fi prospectarea substanțelor minerale utile, utilizarea terenurilor, realizarea căilor de comunicații, amplasarea construcțiilor, combaterea degradării terenurilor, valorificarea complexă a formelor de relief, amenajări pentru irigații, îndiguiri etc. (Naum și Grigore, 1974; Achim, 2016); în aceeași ordine de idei Geomorfologia aplicată poate fi definită ca o aplicare a Geomorfologiei în analiza și soluționarea problemelor referitoare la utilizarea terenurilor, exploatarea resurselor, managementul mediului și planning (Jones, 1980, citat de Chorley et al., 1984); ea a apărut ca răspuns la solicitările de a rezolva în scopuri practice și aplicative, problemele pe care le ridică procesele și formele de relief, atât sub aspect evolutiv, cât și al amenajării lor;

- **Geomorfologia inginerească** se ocupă îndeosebi cu identificarea și proiectarea soluțiilor tehnice, prin care poate fi stabilizată sau amplificată, o funcție a reliefului, în scopul asigurării eficienței și fiabilității maxime a intervenției prevăzute (Petrea, R., 1998); prin urmare ea se apropie, într-o anumită măsură, de discipline de factură tehnică: hidrotehnică, proiectarea infrastructurilor, ingineria construcțiilor etc.) (Petrea, R., 1998);

- **Cartografierea geomorfologică** se ocupă cu studiul principiilor, metodelor, tehnicilor și mijloacelor de reprezentare a reliefului pe hărțile geomorfologice (Irimuş, 1997); o dată cu apariția soft-urilor GIS această ramură s-a dezvoltat semnificativ;

- **Geomorfologia environmentală** reprezintă aria din Științele Pământului care examinează relațiile dintre om și mediu, ultimul fiind considerat din punct de vedere geomorfologic (Panizza, 1996);

- **Geomorfologia mediului** studiază relieful Terrei, considerat ca element al mediului, aflat în interacțiune cu ceilalți componenți ai acestuia (aer, apă, sol, viețuitoare, om etc.), care îl modifică și pe care îi influențează la rândul său (Roșian, 2017);

- **Geomorfologia experimentală** se ocupă cu realizarea de observații și măsurători sistematice la adresa formelor de relief, precum și reproducerea în laborator sau în teren, pe baza unui model conceptual, a unor procese geomorfologice similare cu cele din natură (Church, 1984, citat de Rădoane et al., 2000; Achim, 2016);

- **Modelarea în Geomorfologie** are drept obiectiv găsirea unor rezoluții numerice pentru diferitele aspecte ale morfologiei și dinamicii reliefului (Rădoane et al., 2000); autorii citați consideră că este ramura geomorfologică în măsură să asigure cele mai plauzibile predicții referitoare la tendințele evoluției reliefului, în funcție de factorii de control implicați și de timp;

- **Geomorfometria** se ocupă cu analiza cantitativă a formelor de relief: date hipsometrice, densitatea fragmentării, adâncimea fragmentării, declivitatea, curbura versanților, studiul segmentelor de văi și interfluvii etc. (Ielenicz, 2005); generarea și interpretarea bazelor de date se realizează cu ajutorul unor soft-uri GIS;

- **Geomorfologia planetară** – este considerată aceea parte a Geomorfologiei care studiază forma generală a Terrei sub toate aspectele subsescente (geneză, evoluție și dimensiuni) și morfologia majoră de prim ordin (bazine oceanice, continente, sisteme montane, bazine de sedimentare etc.) (Rădoane et al., 2000); conform autorilor citați, Geomorfologia planetară abordează pe de o parte morfologia cosmică a planetei, iar pe de altă morfologia tectonică, dictată de dinamica plăcilor litosferice.

- **Studiul morfologiei altor planete** abordează formele de relief de pe corpurile cerești care au crustă solidă, cum ar fi Venus, Marte și unii sateliți ai lui Jupiter și Saturn (Hugget, 2017);

Majoritatea acestor subramuri au apărut ca urmare a unor necesități practice, fapt care a condus în cele din urmă la specializarea și dezvoltarea unor părți ale Geomorfologiei generale.

Direcțiile de investigare menționate au un scop triplu: elucidarea trecutului reliefului (Paleogeomorfologia), explicarea prezentului (Geomorfologia dinamică) și jalonarea direcțiilor de dezvoltare în viitor a reliefului (prognoza geomorfologică) (Mac, 1976).

Sublinierea pe scurt a caracteristicilor principalelor subdiviziuni, evidențiază faptul ca fiecare dintre ele sprijină în manieră proprie afirmarea Geomorfologiei, iar aceasta din urmă, prin soluțiile care le propune, oferă un răspuns pe măsura necesităților de la nivelul ramurilor sale.

Concluzii. Deoarece relieful a constituit principalul element care a atras atenția, pe parcursul expedițiilor și călătoriilor de cunoaștere a noilor teritorii, s-a ajuns la necesitatea efectuării unor studii sistematice, la adresa lui, bazate pe metode de analiză (Achim, 2016).

Creșterea continuă a numărului de locuitori și necesitatea de noi terenuri pentru extinderea ansamblurilor rezidențiale și a căilor de comunicații, care fac legătura între acestea, a determinat ca presiunea antropică pe formele de relief, mai mult sau mai puțin favorabile acestui demers, să crească. La această situație s-a ajuns deoarece relieful reprezintă suportul pe care omul își desfășoară activitatea. În funcție de parametri săi morfologici și morfometrici, relieful asigură un acces mai facil sau dimpotrivă mai dificil pentru societate (Achim, 2016). S-a ajuns astfel la necesitatea cunoașterii formelor de relief pentru dezvoltarea societății.

Cu toate că inițial formele de relief au fost cercetate sub aspectul originii și al genezei, ulterior pe măsură ce principiul evoluționist a dominat Geomorfologia, în era davisiană, s-a trecut la descrierea acestora. Descrierile se bazează pe interpretări schematice cu tentă finalistă, pornind de la etapele evolutive pe care relieful le avea de parcurs.

Principală alternativă, la acest mod de abordare a reliefului, l-a reprezentat introducerea în ecuație a unei noi variabile și anume a climatului.

Ulterior, după ce s-a ajuns la absolutizarea climatului, în ceea ce au fost numite studiile de Geomorfologie climatică, a început să se pună din ce în ce mai mult accent pe rezistența rocilor la eroziunea venită dinspre agenții, procesele și mecanismele geomorfologice, prin intermediul teoriei echilibrului dinamic, și de asemenea a avut loc introducerea în Geomorfologie a Teoriei Generale a Sistemelor. Această schimbare de optică a permis abordarea cantitativă, fără de care studiul reliefului ar fi rămas la fel de descriptiv ca în urmă cu mai bine de o jumătate de secol.

Astfel, potrivit concepției echilibrului dinamic între variabilele de control dintr-un sistem geomorfologic au loc ajustări reciproce cu scopul menținerii procesului și formei în echilibru. Mai trebuie menționat că în funcție de tipul de echilibru, care poate fi staționar, dinamic, dinamic metastabil etc., și care în același timp este influențat de variabilele participante, va fi și evoluția formei de relief. Referitor la tipul de echilibru, cu siguranță este vorba de un echilibru în mișcare, care este cel mai apropiat de situația existentă în realitate, dacă este să considerăm la modul general relieful Terrei.

Aplicarea Teoriei Generale a Sistemelor, în interpretarea formelor de relief, relevă capacitatea de autoreglare a structurilor geomorfologice, fapt care asigură acea stare de echilibru dinamic. Procesul de autoreglare poate fi analizat atât din perspectiva evenimentelor de scurtă durată, cât și a celor pe termen lung. În acest context, cele două tipuri de abordări a ciclului de eroziune și a echilibrului dinamic, aparent antitetice, pot fi puse împreună. Fiecare aduce contribuții, în manieră proprie,

la cunoașterea formării reliefului. Adoptarea uneia sau alteia dintre ele, depinde de scara temporo-spațială la care se face raportarea. Pornind de la aceste raționamente s-a ajuns la o nouă atitudine științifică, care permite interpretarea formării și evoluției reliefului în totalitatea sa, pornind de la macroforme de ordinul plăcilor litosferice, continentelor și oceanelor, până la formele de detaliu de tipul luncilor, teraselor, versanților, ravenelor, alunecărilor de teren, morenelor, striurilor și rocilor mutonate.

Modificarea semnificației și conținutului Geomorfologiei a determinat ca aceasta să devină o știință cu tendință spre multidisciplinaritate și interdisciplinaritate, oferind celor interesați cunoștințele necesare despre relațiile instituite în timp și spațiu între relief și mediu, acesta din urmă incluzând și omul (Roșian, 2017). Depășind tiparele specifice etapelor de la începutul devenirii sale ca știință, Geomorfologia a ajuns să asigure o cunoaștere sintetică a genezei și evoluției formelor de relief, cu toate implicațiile sale asupra cadrului natural și antropic. Doar în acest context ea poate aduce un aport consistent la soluționarea și rezolvarea problemelor impuse de dinamica formelor de relief, cea care determină apariția proceselor și fenomenelor geomorfologice de risc. Cu siguranță, acest demers va conduce inevitabil la o mai bună cunoaștere a lor de către societate, fapt care va presupune luarea de măsuri și întreprinderea de acțiuni și activități, pentru a le depăși fără pagube semnificative.

Pentru cunoașterea detaliilor procesuale, în urma cărora se generează și evoluează formele de relief, alături de utilizarea metodelor statistice și a celor tehnice de analiză, studiile geomorfologice din ultimii ani abundă în analize fizice și chimice ale rocilor. Se asistă așadar la ajungerea studiilor despre relief și implicit a Geomorfologiei la un nivel care părea aproape imposibil de atins în urmă cu un secol. Menținerea pe această treaptă va însemna și în continuarea aprofundarea direcțiilor actuale de cercetare a reliefului, precum și colaborări fructuoase cu specialiști din domenii științifice cât mai diverse. Un astfel de mod de a aborda relieful chiar dacă pare mai îngust, el este mai profund.

Doar în acest context, Geomorfologia va putea servi în continuare la dezvoltarea societății și la atragerea de tineri, iubitori ai morfologiei Terrei, care să devină specialiști de mâine, ce vor elabora noi teorii și concepte despre relief, la fel de veridice ca cele existente.

CAPITOLUL 2

RELIEFUL TERREI – OBIECTUL DE STUDIU AL GEOMORFOLOGIEI

Din definiția Geomorfologiei reiese că obiectul de studiu al acestei științe este relieful Terrei.

Acesta s-a format în urma interacțiunii dintre factorii interni (reprezențați plăcile litosferice și tot ceea ce înseamnă dinamica lor, apoi de roci și structuri) și cei externi (apă, aer, viețuitoare, om etc.), cei din urmă fiind considerați ca agenți geomorfologici sau morfogenetici subaerieni.

Formarea reliefului este astfel întreținută de dialectica existentă între cele două categorii de factori ai morfogenezei. Tot ceea ce factorii interni introduc, printr-o serie de procese endogene (epirogeneză, magmatism, vulcanism, orogeneză, falieri-cutare etc.), în câmpul de acțiune al factorilor externi (aer, apă, viețuitoare, om etc.), va fi supus proceselor geomorfologice externe de tipul eroziunii, transportului și acumulării.

Fiecare din cele două categorii de factori participă în manieră proprie la desfășurarea morfogenezei, care are drept rezultat apariția și menținerea formelor de relief.

Factorii endogeni sunt implicați în geneza reliefului atât direct, prin procesele tectonice și magmato-vulcanice, care determină geneza reliefului tectonic și magmato-vulcanic, cât și indirect, prin crearea și menținerea potențialului geomorfologic datorită mișcărilor orogenetice, epirogenetice, magmato-vulcanice, seismice etc. (Mac, 2000).

Factorii exogeni sunt de proveniență cosmică (atracția universală, căldura solară, impact meteoric etc.) și terestră (atmosfera, hidrosfera, biosfera, antroposfera). Căldura solară, cea care determină caracteristicile climei și variațiile ei, antrenează atmosfera, hidrosfera și biosfera într-o acțiune continuă de modelare a reliefului (Roșian, 2017). Practic, apele curgătoare, apele din oceane și mări, ghețarii, atmosfera în dinamica ei, animalele, plantele și omul reprezintă uneltele prin care forțele exogene modelează relieful tectonic și creează un relief propriu, denumit relief exogen (Mac, 2000).

Baza cunoașterii dinamicii și evoluției reliefului terestru o constituie așadar înțelegerea dialecticii existente între cele două grupe de factori morfogenetici (interni și externi). Rezultatul raportului ce caracterizează interacțiunea lor va fi concretizat în configurația reliefului din fiecare loc și în fiecare moment.

Reflexul corpurilor geologice, în alcătuirea reliefului, începe cu plăcile litosferice și se încheie cu rocile ce intră în componența celor mai simple forme de relief. Energiile ce antrenează rocile și structurile în morfogeneză sunt și ele diferite, de la cele de tipul curenților de convecție și până la cele care dictează meteorizația rocilor și apoi transportul și depozitarea lor, în funcție de particularitățile fiecărui agent geomorfologic.

Agenții geomorfologici externi își desfășoară acțiunea pe un ecart de aproximativ 20.000 m, cuprins între vârful Everest (8.848 m) și Groapa Marianelor (- 11.022 m) sau Fosa Cook din estul Filipinelor (- 11.516 m), considerat suficient pentru ca altitudinea blocurile înălțate de factorii endogeni, să fie mereu redusă de acțiunea factorilor exogeni, iar adâncimea celor coborâte, tot de către factorii endogeni, să fie crescută prin acumularea materialelor rezultate în urma procesului de eroziune, depuse sub formă de sedimente (Roșian, 2017).

Mai trebuie reținut că relieful Terrei nu se rezumă doar la suprafața exterioară a scoarței, ci este un înveliș distinct, format în procesul de evoluție al planetei, cu grosimi diferite, caracterizat de o dinamică activă și continuă, dar variabilă ca intensitate în timp și spațiu (Ielenicz, 2005).

Referitor la profunzimea spațiului de formare a reliefului, ea este strâns legată de grosimea plăcilor litosferice. Cu toate că ele au în medie 20 de km, se înregistrează diferențieri semnificative între plăcile litosferice oceanice (grosime de 6 – 8 km) și cele continentale (25 – 80 km grosime). Indiferent de tip plăcile tectonice se extind, cu partea lor inferioară, până la astenosferă.

Pe fondul dinamicii plăcilor litosferice, formele de relief de la partea lor superioară, se deplasează atât pe orizontală, cât și pe verticală, într-un proces complex de continuă restructurare, care stă la baza evoluției reliefului.

În aceste condiții, modificarea substratului este una continuă, care „*nu se întrerupe niciodată, căci astfel suprafața terestră ar fi asemănătoare cu cea a lunii: un astru mort*” (Cioacă, 2006, p. 18). Relieful, considerat ca partea exterioară a litosferei, se va afla preponderent sub incidența proceselor exogene, pe câtă vreme litosfera propriu-zisă are la baza genezei sale îndeosebi procese endogene (Roșian, 2017).

Relieful de la suprafața Terrei, din fiecare loc și orice moment, este astfel o reflectare directă a echilibrului realizat între factorii interni și externi ai morfogenezei.

Este astfel evident că între conținut (rocă și structură) și formă (morfologia exterioară) nu există separare, relieful fiind mai mult decât suprafața limită de la exteriorul scoarței. El reprezintă o structură discretă de figuri geometrice cu conținut fizic (Mac, 1996). Acest fapt este elocvent în cazul formelor de relief rezultate în urma procesului de acumulare: lunci, terase, delte, dune, morene, glaciuri, piemonturi etc.

Sub aspectul definiției **relieful** reprezintă totalitatea formelor suprafeței Pământului, diferite ca dimensiune, alcătuire și origine, aflate în diverse stadii de

evoluție, în combinații complexe unele cu altele și în interrelații strânse cu mediul (Mac, 1996), indiferent dacă se află în domeniul uscatului sau sub apă.

De asemenea, relieful constituie totalitatea denivelărilor existente la suprafața Terrei, iar prin acesta trebuie să înțelegem suprafața scoarței terestre în totalitatea ei: uscat și oceanic (Cioacă, 2006).

Luând în considerare multitudinea de variabile, care concură la geneza lui, relieful este considerat elementul cel mai stabil și cel mai polarizator din învelișul geografic (Petrea, 1998). Această caracteristică dichotomică, unanim acceptată și aparent contradictorie, nu ar fi posibilă în absența unor proprietăți structurale și funcționale, care să îi confere individualitatea și diversitatea, coerența și flexibilitatea, unitatea și diversitatea (Petrea, 1998).

La modul general relieful Terrei este compus dintr-o infinitate de forme de relief, diferite ca geneză, evoluție, vârstă și dimensiuni, atribute prin intermediul cărora se diferențiază unele de altele. Acest fapt permite pe de o parte clasificarea, iar pe de alta ierarhizarea lor.

Formele de relief reprezintă unitățile elementare ale reliefului Terrei. Ele au dimensiuni și înfățișări diferite, ca rezultat al unei geneze și evoluții complexe; comun au însă, pe de o parte, suprafețele și liniile, care rezultă din îmbinarea lor, precum și alcătuirea petrografică și structurală, iar pe de altă parte, adâncimea până la care se face simțită acțiunea agentului care le generează (Ielenicz, 2005).

În același timp, pentru Geomorfologie forma de relief reprezintă noțiunea de bază a limbajului științific, la fel cum sunt celula în biologie sau numerele în matematică (Grecu și Palmentola, 2003).

Morfologic vorbind, forma de relief este un ansamblu de suprafețe, de dimensiuni variate, caracterizate îndeosebi prin schimbarea gradului de înclinare (Achim, 2016).

Sub aspectul asamblării geometrice formele de relief compun structura morfologică a suprafeței terestre. În cadrul acesteia ele sunt organizate ierarhic, formele simple fiind asociate în forme compuse, care la rândul lor alcătuiesc complexe de forme și categorii morfologice din ce în ce mai extinse și mai complicate până la integrarea lor în unitatea superioară reprezentată de forma generală a suprafeței Pământului (Mac, 1996).

Formele de relief reprezintă, în ultimă instanță, așa cum am precizat, expresia teritorială a modului de interacțiune a factorilor morfogenetici, interni și externi. Practic orice formă de relief apare ca o secvență, mai mult sau mai puțin conturată, dar diferit dimensionată și cu grad neuniform de stabilitate, în cadrul diferitelor etape evolutive parcurse de scoarța terestră.

Fiecare formă de relief, fiind rezultatul manifestării factorilor interni sau externi, ai morfogenezei, s-a generat pe baza energiei disponibile existente. Ea este întrebuintată în manifestarea proceselor cu caracter chimic (de exemplu oxidarea),

fizico-chimic (dizolvarea), mecanic (eroziunea), gavațional (prăbușirea), tectonic (ridicarea unor teritorii, subsidențe) etc. (Ielenicz, 2005).

Pe măsură ce are loc individualizarea formelor de relief ele vor avea parte de o evoluție specifică, în urma căreia vor ajunge să se deosebească prin mărime, trăsături morfologice, precum și prin raporturile cu celelalte forme de relief.

Durata evoluției diferă și ea în funcție de condițiile locale și regionale; de exemplu geneza unui lanț montan poate dura zeci sau sute de milioane de ani, în timp ce inițierea și formarea unei ravene se poate face în doar câteva zile. Cu toate acestea, indiferent de intervalul necesar genezei unei forme de relief, pe baza morfologiei acestea pot fi separate etape sau faze evolutive. Pornind de la acestea cercetătorul geomorfolog este în măsură să ofere informații despre geneza, dezvoltarea și dinamica formelor de relief, precum și despre procesele geomorfologice care se vor desfășura ulterior la nivelul lor.

Chiar dacă s-a încetățenit ideea că forma de relief este ceea ce iese în relief sau este reliefat, ca element pozitiv, sub aspect altitudinal, tot forme de relief sunt și cele cu metrică negativă, raportat la suprafața terenului. Reprezentative în acest sens sunt: depresiunile, văile, fiordurile, circurile glaciare, ravenele, crovurile etc.

Pentru fiecare formă de relief trăsăturile morfologice și morfometrice sunt determinate de condițiile specifice domeniului de modelare, în care s-a generat. Sub aspect cronologic, succesiunea aspectelor morfologice permite reconstituirea evoluției fiecărei forme de relief. Evident, pornind de la morfologia actuală, nu pot fi reconstituite cu exactitate toate etapele evolutive, ale reliefului, deoarece ele nu pot fi întotdeauna observate, ci doar deduse după interpretarea informațiilor înscrise în depozitele corelate (Grecu și Palmentola, 2003). Conform autorilor citați, relațiile stabilite între procese, formă, dinamică și evoluția reliefului sunt dificil de clarificat datorită complexității proceselor care determină schimbările formei, precum și din cauza diversității temporo-spațiale a domeniului de modelare.

În componența formelor de relief, alături de rocile în loc (formate datorită unor procese geologice complexe), se regăsesc și roci rezultate în urmă proceselor geomorfologice, de tipul celor de alterare, precipitare, dezagregare, eroziune, transport, acumulare etc. Formele de relief în componența cărora predomină rocile rezultate în urma manifestării unor agenți geomorfologici externi sunt: albiile aluviale, luncile, terasele, glacisurile, conurile aluviale, pedimentele, plajele, cordoanele litorale, morenele, dunele de nisip, erguri etc.

Analizată în detaliu o formă de relief se dovedește mult mai complexă decât se poate exprima prin intermediul unei simple definiții, deoarece se caracterizează prin date descriptive (morfografice și morfometrice) genetice, dinamice și evolutive (Grecu și Palmentola, 2003). La rândul ei fiecare formă, precum și relieful considerat în întregime, se compune din suprafețe de teren foarte variate, ca înclinare și

extindere (Posea et al., 1976), iar luate împreună, totalitatea formelor de relief dintr-un teritoriu formează relieful acestuia.

Formele de relief se pot grupa și așeza ierarhic, pornind de la diverse criterii (agenți, procese, vârstă, extensiune etc.), pe diferite niveluri. Punctul de plecare îl reprezintă Terra, cu morfologia ei de ansamblu, iar nivelul cel mai diversificat este cel aferent multitudinii formelor de relief create de agenții geomorfologici externi.

Diversitatea morfologiei terestre este influențată și de natura componentului exterior al mediului cu care relieful vine în contact. Se deosebesc în acest sens trei situații: relieful din domeniul uscatului care ajunge în contact cu atmosfera reprezintă relieful subaerian (deține 26% din suprafața Terrei), relieful aflat sub apele mărilor și oceanelor, denumit și relief submers, deține o pondere de 71% și relieful acoperit de ghețari, denumit și subglaciar, care deține 3% din total.

Cu toate că în prezent suprafața reliefului subglaciar este destul de redusă, acest tip de relief prezintă un interes deosebit, deoarece în Cuaternar suprafețe însemnate ale domeniului continental erau acoperite de ghețari. Studiarea morfologiei proaspăt rămasă la zi, după topirea ghețarilor, oferă informații prețioase despre geneza și evoluția formelor de relief de sub ghețarii actuali.

Ierarhizarea formelor de relief. Pornind de la forma Terrei (cea de geoid), există diverse posibilități de ierarhizare a formelor de relief.

Majoritatea autorilor care au clasificat formele de relief, pornind de la ordinul de mărime, au propus patru niveluri ierarhice: formele de ordinul I, II, III și IV (Mac, 1996; Grecu și Palmentola, 2003; Ielenicz, 2005; Cioacă, 2006; Achim, 2016 etc.). Alături de astfel de împărțiri, pornind de la dimensiunea formelor de relief, există și ierarhizări care folosesc mai multe niveluri așa cum este cea propusă de Chorley et al. (1984).

Dintre clasificările menționate, pentru început va fi prezentată, cea propusă de Achim (2016). În funcție de dimensiunile formelor de relief și de gradul de participare a factorilor morfogenetici interni și externi, la structurarea lor, acestea se împart în: forme de ordinul I, II, III și IV. Conform acestei clasificări formele de ordinul I, reprezintă suportul pentru celelalte, ceea ce înseamnă că pe spațiul unei forme de ordinul I întâlnim forme de ordinul II, apoi pe acestea forme de ordinul III și în continuare forme de ordinul IV (Achim, 2016). Conform autorului citat, ele vor fi prezentate, pe scurt, în continuare.

Formele de relief de ordinul I le includ pe cele de mari dimensiuni cum sunt continentele și bazinele oceanice; ele mai sunt denumite forme de ordin planetar sau macroforme. Pentru crearea lor a fost necesară acțiunea factorilor interni ai morfogenezei. Ele sunt caracterizate de o evoluție lentă, care are loc într-un timp extrem de îndelungat, prin participarea proceselor geologice de tipul mișcărilor tectonice asociate formării plăcilor, subducției acestora, translației continentelor etc.

În cadrul acestei categorii, cele șapte continente - Europa, Asia, America de Nord, America de Sud, Africa, Australia și Antarctica – dețin 29% din suprafața Terrei (149 milioane km²). Variația suprafeței continentelor se face la scara timpului geologic, datorită mișcărilor de ridicare sau coborâre a scoarței terestre, precum și pe fondul fluctuației nivelului oceanului planetar din considerente climatice. Actualmente, altitudinea medie a uscatului terestru este 875 m (Achim, 2016).

Bazinelor oceanice, în număr de cinci (Pacific, Atlantic, Indian, Arctic și Antarctic), le revine restul din suprafața planetei și anume 71% (361 milioane km²). Evoluția reliefului bazinelor oceanice cu toate că are loc sub apă, ea este direct influențată de factorii morfogenetici interni, cei care impun dinamica plăcilor litosferice. La aceștia se adaugă influențele care vin dinspre uscat, prin intermediul debitelor solide și lichide ale râurilor. Adâncimea medie a apei Oceanului Planetar este de 3.795 m (Achim, 2016).

Formele de relief de ordinul II intră în componența celor anterioare și sunt rezultatul acțiunii preponderente a factorilor interni, la care se adaugă într-o mai mică măsură și influențele factorilor externi, de tipul agenților geomorfologici (apă, aer, viețuitoare, om etc.); pentru desemnarea lor se folosește termenul de mezoforme.

În categoria formelor de relief de ordinul II, specifice continentelor, se remarcă: lanțurile montane (formate prin orogeneză), munții vulcanici, masivele montane, podișurile, dealurile, depresiunile, câmpiile și deltele.

Formele de relief de ordinul II din bazinele oceanice sunt: platforma continentală, abruptul sau taluzul continental, câmpiile abisale, dorsalele oceanice și gropile abisale.

Geneza acestora a avut loc în zeci și sute de milioane de ani, motiv pentru care este vorba și în acest caz de o evoluție complex și îndelungată (Ielenicz, 2005).

Formele de relief de ordinele III și IV sunt preponderent rezultatul interacțiunii factorilor morfogenetici externi, reprezentați de agenții geomorfologici, cu formele de ordinele I și II, create de factorii interni.

Fiecare dintre acești factori contribuie în manieră proprie la geneza formelor de relief. În timp ce factorii interni oferă câmpul de lucru, reprezentat de roci și structuri, cei externi intervin cu energia lor disponibilă, pe care o consumă în funcție de ceea ce oferă substratul. Înseamnă că formele de relief specifice acestor ordine tind să fie creația majoritară a unui agent extern (Achim, 2016).

Sub aspect dimensional și al condițiilor de geneză formele de relief de ordinul III se mai numesc microforme, iar cele de ordinul IV nanoforme (Mac, 1996).

În categoria microformelor se includ multitudinea de forme de relief generate de agenții geomorfologici externi: văi fluviale, alpii, lunci, terase, glacisuri, versanți, alunecări de teren, ravene, torenți, văi glaciare, circuri, morene, pingo-uri, cercuri de pietre, dune de nisip, plaje, grinduri, insule, faleză, platforme de abraziune, recifurile, văi subacvatice etc.

Nanoformele se referă la formele de cizelură, de genul striărilor, alveolelor de disoluție, revenelor etc., existente pe suprafața microformelor. Si ele sunt rezultatul interacțiunii agenților geomorfologici, prin intermediul proceselor, cu substratul geologic, doar că sunt de dimensiuni mai reduse comparativ cu precedentele.

Formele de relief din aceste ultime două categorii fiind sculptate de procesele exogene, prin dimensiunile lor apar ca detalii pe mezoforme, în care se înscriu holistic (Grecu și Palmentola, 2003). Conform autorilor citați, din această cauză microformele sunt cunoscute și sub denumirea de forme de relief suprapuse sau forme morfosculturale. La acest nivel de detaliere, criteriul fundamental de împărțire a formelor de relief este cel genetic, accentul fiind pus pe agentul și procesele specifice acestuia care le-a creat. La rândul lor, tipul agentului și intensitatea proceselor geomorfologice sunt condiționate de variația elementelor climatice în latitudine și altitudine, precum și de rezistența substratului geologic.

O astfel de clasificare, bazată pe criteriul morfologic, evidențiază nu doar ierarhizarea taxonomică a formelor, provenită din ordinul de mărime al acestora ci și raporturile de superpoziție, în ideea că formele mai reduse ca dimensiune și mai recente sunt întipărite pe cele mai mari și mai vechi. Este vorba așadar de o clasificare a formelor de relief care pe lângă raportarea la dimensiunile acestora ține cont și de timpul necesar formării lor.

În acest context, a ierarhizării formelor de relief, se poate exemplifica situația din cadrul unor lanțuri montane, în care există grupe de munți fragmentate de văi, care la rândul lor sunt alcătuite din versanți, terase, lunci și alpii; mai departe, în funcție de condițiile locale pe versanți există alunecări de teren de diverse tipuri, torenți, ravene etc.

Evident, ordonarea ierarhică se poate continua și la niveluri inferioare dacă este să analizăm formele de relief de același tip sub aspect morfologic și morfometric (dimensiune, declivitate, altitudine, fragmentare, configurație etc.).

Pornind de la astfel de criterii de ierarhizare a formelor de relief, care pe anumite paliere implică agentul, procesele și condițiile specifice domeniului de modelare, s-a ajuns la individualizarea anumitor tipuri de relief. La modul general, tipul de relief apare ca o grupare de forme unite prin particularități genetice, calitative și cantitative și genetice, specifice unui anumit teritoriu (Grecu și Palmentola, 2003).

La nivelul literaturii de specialitate una dintre cele mai mediatizate ierarhizări a formelor de relief este cea propusă de Chorley et al. (1984). Ea are la bază raporturile genetice, structurale și spațio-temporale existente între cele mai reprezentative asociații de forme de relief. Cele zece niveluri reprezentative, ale formelor de relief sunt (Chorley et al., 1984, p. 15):

1. Continente, oceane, plăci tectonice, zone de convergență, zone de divergență;
2. Provinciile fiziografice, lanțuri muntoase, masive, platouri, câmpii de acumulare, depresiuni tectonice;

3. Unități geologice de scară medie, cum sunt cutele, blocurile faliatate, domurile și vulcanii;

4. Unități de eroziune/acumulare la scară mare, de tipul văilor mari, deltelor, plajelor lungi și continue;

5. Unități de eroziune/acumulare la scară medie; văi mici, lunci, conuri aluviale, circuri, morene;

6. Unități de eroziune/acumulare la scară mică; mici văi, cordoane litorale, dune de nisip;

7. Versanți, porțiuni ale albiei de râu;

8. Versanți și fațete netede, adâncuri, vaduri;

9. Rippluri din patul albiei și rippluri eoliene, terasete de versant;

10. Microrugozități reprezentate de diametrul pietricelelor individuale sau a boabelor de nisip.

Pentru o ierarhizare cât mai obiectivă a unităților morfostructurale și de relief, trebuie ținut cont și de ideile care stau la baza Teoriei Tectonicii Plăcilor litosferice (Tectonica Globală). Conform acesteia, așa cum se va menționa în capitolele 3 și 6, formele de **relief de ordinul I sau ansamblurile morfologice primare ale Terrei au început să fie reprezentate de către plăcile litosferice** și nu de către continente și oceane. Plăcile litosferice, astfel definite, pot fi delimitate de: zone de subducție (de exemplu, Placa Pacifică), zone de generare de placă litosferică nouă (așa cum este în cazul marginilor dinspre Oceanul Atlantic al plăcilor Africană, Eurasiatică, Nord-Americană și Sud-Americană) și zone de coliziune (de tipul celei dintre Placa Indo-Australiană și Eurasiatică în regiunea Munților Himalaya și a Podișului Tibet). Între astfel de limite, în cadrul unei plăci litosferice, pot exista atât părți ale domeniului continental, cât și a celui oceanic, edificator în acest sens fiind cazul majorității plăcilor litosferice principale, cu excepția Plăcii Pacifice. În acest context în funcție de gradul de participare și de predominare a unui anumit tip de scoarță (granitică, sedimentară sau bazaltică), în cadrul fiecărei plăci tectonice se vor identifica forme sau unități de ordinul II, reprezentate de către uscături continentale și depresiuni oceanice. Abia în cuprinsul acestora se individualizează formele de ordinul III (lanțuri montane, munții vulcanici, podișurile, depresiuni etc.), iar în continuare cele de ordinul IV (văi fluviale, văi glaciare, delte, mări de nisip etc.), de ordinul V etc.

Clasificările propuse scot în evidență nu numai ierarhizarea taxonomică a formelor de relief, rezultată din mărimea acestora, ci și raporturile de superpoziție, în sensul că formele mai reduse ca mărime, dar și mai noi ca vârstă se grefează pe altele mai mari, care de obicei sunt mai vechi. Vitezele diferite de formare și de transformare a formelor de relief, determină prezența formelor moștenite și relict, alături de cele aflate în plin proces de geneză. Acestea din urmă prin

dinamica lor sunt în măsură să indice tendințele evolutive ale reliefului din etapele viitoare (Roșian, 2017).

Indiferent de criteriul utilizat pentru ierarhizare, fiecare formă de relief are o poziționare spațială și o dimensionare proprie, riguros definite de: bilanțul forțelor endogene și/sau exogene care acționează în teritoriul respectiv, de dispunerea masei sale în câmpul gravitațional etc. (Petrea, 1998). Analizată în detaliu, sub aceste auspicii, fiecare formă de relief reflectă fidel eventualele modificări în natura și intensitatea forțelor implicate în geneza și evoluția sa.

Gradul de fragmentare a suprafeței terestre, în forme pozitive și negative, este cel care determină complexitatea reliefului. Ca urmare, cu cât numărul de ordine al formelor este mai mare, cu atât el va fi mai complicat din cauza suprapunerii formelor de detaliu în tiparul celor majore. Cele menționate se pot verifica prin intermediul unui profil transversal la nivelul suprafeței terestre (fig. 2. 1). Se observă că formele de ordin superior apar mai uniforme în profil, comparativ cu cele de detaliu al căror morfologie este mult mai complicată.

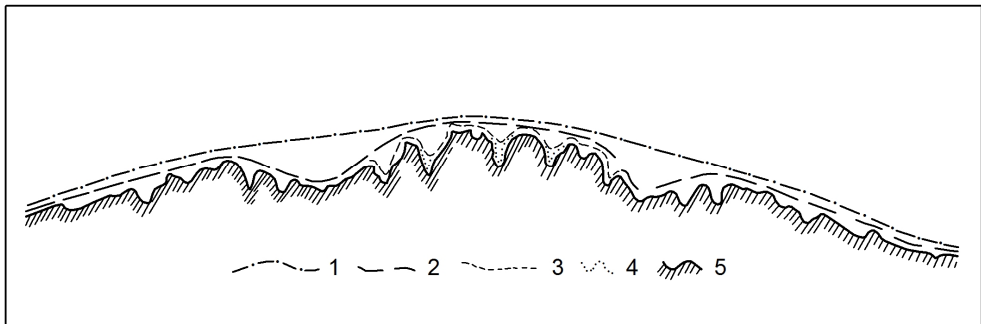


Fig. 2. 1. Relieful ca îmbinare a elementelor și formelor de diferite înălțimi și complexități; 1, 2, 3 și 4 - ordinul formelor de relief; 5 - configurația suprafeței terestre (Mac, 1996, p. 22)

Prin participarea la geneza reliefului și a unor energii din interiorul Terrei (factorii morfogenetici interni), clasificarea formelor de relief nu se supune unei zonalități latitudinale, așa cum este de exemplu în cazul vegetației, solului, tipurilor de climat etc.

În același timp evoluția generală a reliefului, de ordinul I și II, este destul de lentă, comparativ cu alte elemente geografice (vegetație, sol, climat etc.), el reprezentând într-un fel, o permanență pentru perioade relativ îndelungate de timp (Posea et al., 1976). Atributul de permanență este strâns legat de o evoluție tectonică lentă a scoarței terestre. S-a ajuns astfel ca relieful să-și mențină fizionomia formelor de ordinul I și II timp îndelungat, așa cum se întâmplă cu morfologia continentelor, a bazinelor oceanice și a lanțurilor montane. De asemenea, până și unele forme de relief create preponderent de factorii externi (agenții geomorfologici) pot dăinui

perioade îndelungate (chiar dacă condițiile climatice sau agenții care le-au creat s-au schimbat) și aceasta tot datorită ritmului extrem de lent al evoluției tectonice (Posea et al., 1976); în această categorie se pot include câmpiile de eroziune, pedimentele, relieful glaciatic relict etc. Din acest motiv, conform sursei citate, formele de relief de ordinul I și II, care se dovedesc a fi cele mai permanente, au fost impuse de agenții interni și nu de zonalitatea și etajarea geografică, cele care reflectă diferențierea caracteristicilor agenților externi pe suprafața Terrei. Ca urmare, influențele venite dinspre factorii externi ai morfogenezei, determină formele de relief de ordinele III și IV, adică cele modelate pe suprafața celor provenite pe filieră tectonică.

Varietatea formelor de relief ce caracterizează suprafața terestră, ca rezultat al interacțiunii factorilor morfogenetici interni și externi, reflectă diversitatea alcătuirii petrografice a scoarței terestre, neuniformitatea repartiției radiației solare și a umidității pe suprafața Terrei. Legat de acestea va fi și diversitatea învelișului vegetal, care la rândul său va influența pedogeneza și va proteja substratul geologic contra eroziunii.

Toate acestea demonstrează că unele forme de relief, aparent izolate, nu sunt altceva decât elemente ale unor forme de relief superioare. De exemplu, mica adâncitură din suprafața Câmpiei Române, cunoscută sub denumirea de crov, reprezintă un ansamblu morfologic compus dintr-un taluz circular, cu pante descendente către suprafața netedă din fundul excavației (Mac, 1996). La rândul ei, o terasă fluvială prezintă o morfologie complexă alcătuită din suprafața podului, suprafața frunții, muchia care separă cele două suprafețe și țâțâna prin care terasa se racordează cu forma de relief de la partea ei superioară.

Cele menționate demonstrează că fiecare formă de relief se integrează armonic în morfologia terestră, fiind inclusă unui nivel ierarhic, în funcție de dimensiune, vârstă și de influența pe care o exercită în dinamica și evoluția peisajului geomorfologic.

Cu alte cuvinte suprafața terestră este compusă din forme de relief obiectiv determinate, care nu sunt izolate unele de alte, ci, dimpotrivă sunt legate prin raporturi de poziție și geneză. Prin asamblarea lor, ele compun structura morfologică a oricărui teritoriu, caracterizată la rândul ei de o organizare ierarhică.

Curba hipsometrică a Terrei permite urmărirea distribuției în plan vertical a principalelor trepte majore de relief ale Terrei. Ea reprezintă un profil în secțiune transversală pornind dinspre cele mai înalte forme de relief ale uscatului, spre cele mai profunde denivelări ale reliefului Oceanului Planetar (fig. 2. 2.).

După cum se observă în fig. 2. 2, curba hipsometrică a Terrei are o formă sigmoidă, dată de existența următoarelor trepte majore ale reliefului: treapta munților, treapta platformelor cratonice, platforma sau șelful continental, abruptul continental (taluzul sau povârnișul), câmpiile abisale (platforma oceanică), dorsalele oceanice și gropile sau fosele abisale.

Cu toate că sub aspect geografic, limita dintre domeniul continental și cel oceanic este dată de linia țărmului, sub aspect structural lucrurile diferă considerabil, deoarece o parte semnificativă a scoarței de tip continental este acoperită de apele oceanelor și mărilor. Este vorba în acest sens de platforma continentală și abruptul continental, care în momentul de față sunt acoperite de ape.

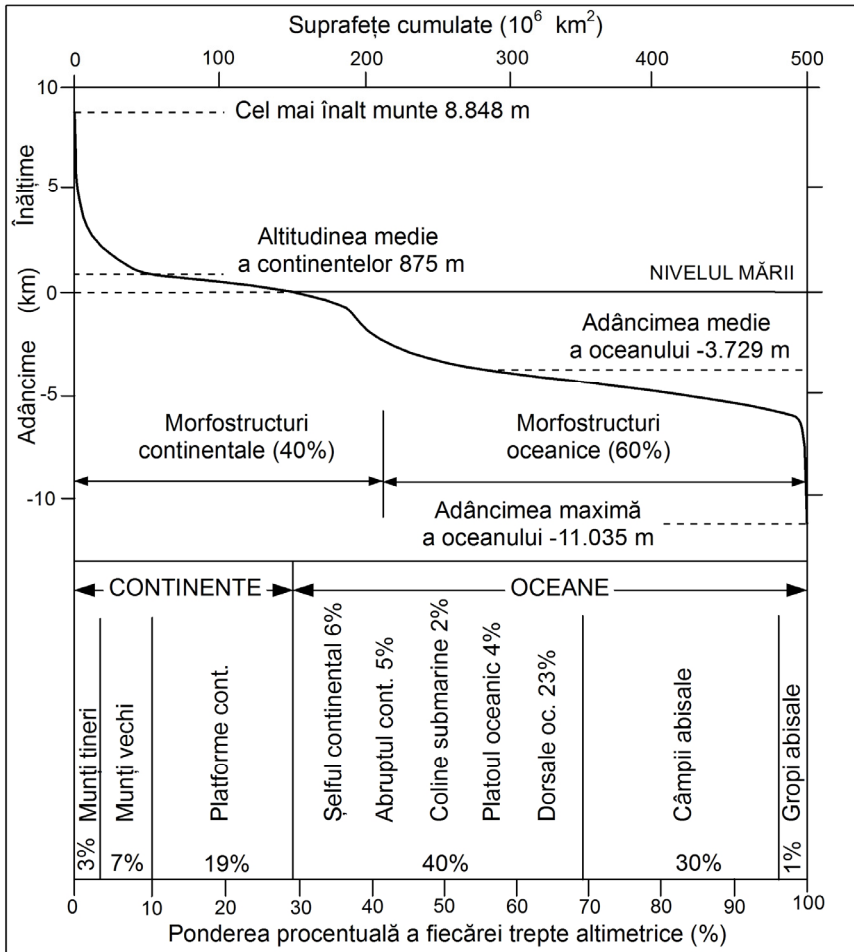


Fig. 2.2. Curba hipsometrică a Terrei (după Chorley et al., 1984, p. 99)

Doar așa se explică de ce, structural vorbind, domeniului continental îi revin 40%, pe când domeniului oceanic 60% (fig. 2. 2). Diferența dintre valoarea suprafeței deținută de uscat (29%) și cea aparținătoare domeniului continental (40%) se explică prin raportarea la nivelul Oceanului Planetar. Nivelul acestuia, în condiții de perioadă post glaciară sau interglaciară, așa cum este în prezent, se dovedește crescut, comparativ cu situația din Cuaternar, când o parte din apa oceanului era stocată pe continente, sub formă de calote glaciare și ghețari montani.

Diferența de 11% din suprafața domeniului continental și cel al oceanelor, vine să argumenteze că suprafața ocupată de oceane este mult mai mare decât domeniul oceanic, dacă este să ne raportăm strict la structura plăcilor litosferice și la tipurile de scoarță.

Concluzii. Relieful Terrei, așa cum se prezintă el în momentul de față, este imaginea sintetică a condițiilor morfogenetice actuale; în același timp el poartă pecetea condițiilor și stărilor geomorfologice din trecut, ca dovadă a unei evoluții neîntrerupte.

La partea superioară a scoarței terestre, acolo unde se generează relieful, are loc un contact și o interacțiune complexă între roci și structuri, pe de o parte, și atmosferă, hidrosferă, biosferă și antroposferă, pe de altă parte. Concret, forțele interne provoacă deformarea tectonică și vulcanică a scoarței, în timp ce forțele externe, care vin dinspre hidrosferă, atmosferă, biosferă, antroposferă, precum și din spațiul cosmic, interferând cu primele determină sculptarea formelor de eroziune și edificarea celor de acumulare (Cioacă, 2006).

Relieful, prin caracteristicile sale morfologice, morfometrice și funcționale, relevă un profund caracter de suport al cadrului natural și antropic; acest lucru este susținut de modul în care relieful influențează structurarea în plan vertical și orizontal al acestora.

Fiecare formă de relief fiind compusă la rândul ei din părți de formă sau elemente morfologice, deține funcții morfogenetice, prin intermediul cărora direcționează morfogeneza și apoi dinamica geomorfică. Se ajunge astfel ca macroformele și mezoframele să reprezinte scena pe care se dezvoltă formele de ordin inferior, relieful devenind suportul propriei sale dezvoltări.

Pe fondul interacțiunii dintre factorii interni și externi ai morfogenezei, relieful este într-o continuă schimbare. La scara timpului contemporan acesta este mai evidentă în cazul formelor de ordinul III și IV, deoarece ele sunt direct legate și influențate de dinamica proceselor geomorfologice actuale. În acest context se asistă la modificarea morfologiei de detaliu datorită: eroziunii și alunecărilor de teren care au loc pe versanți, proceselor care au loc în albiile râurilor, retragerii sau avansării țărmurilor, migrării dunelor de nisip, intervenției omului asupra terenurilor.

Pornind de la trăsăturile și modul de asamblare teritorială formele de relief determină aspectul general al reliefului. Pentru studiul acestuia cu scopul descifrării genezei, dinamicii și evoluției, s-a afirmat o disciplină științifică distinctă, am numit astfel Geomorfologia.

Fără alte precizări se poate conchide că relieful Terrei, devenit obiectul de studiu al Geomorfologiei, este un indicator fidel al transformărilor suferite de către planetă în decursul evoluției sale.

CAPITOLUL 3

FORMAREA RELIEFULUI TERESTRU

În această secțiune sunt reunite informații despre factorii, agenții, procesele, mecanismele și domeniile de modelare, formate în urma conlucrării acestora. O abordare sintetică a modului de intervenție în morfogeneză, a fiecăruia dintre aceștia, este în măsură să descifreze geneza și evoluția reliefului. Formarea unei imagini despre condițiile în care se generează fiecare formă de relief ajută la înțelegerea funcției sale și a manierei în care poate fi utilizată.

Introducere. Descifrarea genezei reliefului terestru are la bază înțelegerea dialecticii existente între factorii interni (endogeni) și externi (exogeni) ai morfogenezei. Efectul a acestei interacțiuni se va reflecta în aspectul reliefului, atât din domeniul continental cât și din cel oceanic.

Factorii interni sunt cei care determină ridicarea și coborârea scoarței, iar prin acțiunea lor se formează relieful tectonic (Kenneth, 2010; Huggett, 2017).

Factorii externi, valorificând diferențele de nivel existente între diferitele părți ale scoarței, își consumă energia erodând, pe de o parte, părțile mai înalte, și sedimentând, pe de alta, sectoarele mai joase, caracterizate de procesul de subsidență.

Cele două categorii de factori, intrând în interacțiune, contribuie în mod efectiv și direct la geneza tuturor formelor de relief, motiv pentru care se numesc și factori activi ai morfogenezei. Modul de participare la morfogeneză lasă impresia că acțiunea lor se întrepătrunde în sensuri opuse, chiar contradictorii: ceea ce factorii interni ridică, cei externi reduc prin eroziune, ceea ce factorii endogeni coboară, cei exogeni tind să înalțe prin acumulare (Posea et al., 1976).

Factorii activi ai morfogenezei își exercită interacțiunea asupra unui câmp comun reprezentat de roci. Răspunsul acestora va fi atât în funcție de comportamentul factorilor activi, cât și în funcție de natura însăși a rocilor (petrografia) și de modul de aranjare a lor (structura) (Posea et al., 1976). Conform autorilor citați, rocile și structurile sunt considerați factori pasivi ai morfogenezei, ei mai degrabă reacționând la ceea ce se întâmplă la exteriorul lor. Prin participarea de care dau dovadă, factorii pasivi reprezintă o latură specifică a interacțiunii dintre factorii genetici ai reliefului.

Pe măsură ce relieful Terrei s-a edificat el a început să influențeze și celelalte componente ale mediului (atmosfera, hidrosfera, biosfera, pedosfera, antroposfera etc.), cărora prin parametri săi morfologici și morfometrici, și prin dinamica specifică, le-a determinat pe alocuri caracteristicile și proprietățile. În același timp, componentele mediului, prin dinamica și caracteristicile lor, influențează și modifică relieful.

Factorii interni și externi ai morfogenezei reprezintă totalitatea variabilelor care concură la geneza reliefului. Ei sunt atât de proveniență terestră – de la interiorul sau exteriorul suprafeței planetei – cât și de natură cosmică sau extraplanetară.

Manifestarea factorilor din interiorul Terrei determină ridicarea sau coborârea scoarței terestre, în timp ce factorilor de la exteriorul acesteia le revine rolul de a modela, prin eroziune, transport și acumulare, suprafețele de teren înălțate sau afectate de subsidență.

Acțiunea factorilor de la interiorul și exteriorul suprafeței terestre se îndreaptă asupra rocilor și structurilor, considerate elemente pasive, deoarece nu acționează direct în crearea reliefului (Mac, 1986).

Alături de factorii menționați, conform autorului citat, un rol important în geneza reliefului îl reprezintă condițiile morfogenetice, cele care se referă, în mod obișnuit situația, mediul sau starea geografică (materială, energetică, de poziție și de timp), menite să asigure geneza formelor de relief. Unele condiții pot fi determinante (participarea rocilor la geneza reliefului, circulația apei în procesul de carstificare, existența temperaturilor de 0 °C în morfogeneza periglaciara etc.), în timp ce altele își fac simțită prezența mai mult indirect (prezența sau lipsa vegetației nu poate determina începerea sau oprirea procesului de carstificare, dar poate, însă, influența ritmul și intensitatea acesteia) (Mac, 1986).

Participarea factorilor interni ai Terrei în morfogeneză. Relieful de ansamblu al Terrei este datorat factorilor interni, cei care stau la baza proceselor tectonice și magmato-vulcanice. Acestea nu fac altceva decât să mențină un potențial geomorfologic, pe care își desfășoară acțiunea agenții geomorfologici externi. În funcție de scară unii dintre factori devin prioritari, determinând tipul reliefului (tectonic, magmato-vulcanic, structural, petrografic etc.), iar alții asociați, contribuind la geneza reliefului de detaliu (fluvial, litoral, glaciara, periglaciara, eolian, antropic etc.).

Factorii interni fiind cei care creează relieful tectonic și magmato-vulcanic, înseamnă că întrețin morfogeneza atât în mod direct, formând un relief de construcție, cât și indirect prin crearea bazei de manifestare a agenților geomorfologici externi.

De exemplu, când suprafața terestră este ridicată de mișcări tectonice, cu câteva sute de metri, dacă ne aflăm în domeniul modelării fluviale, se asistă la creșterea intensității eroziunii râurilor, care la rândul ei determină sporirea cantității de materiale evacuate, sub forma debitului solid, care în cele din urmă conduc la umplerea cu sedimente a depresiunilor și bazinelor lacustre sau maritime, precum și la formarea și extinderea deltelor. Este astfel vorba de un lanț întreg de procese, care determină transformări semnificative ale reliefului inițial.

La rândul ei litologia, îndeosebi cea de origine magmato-vulcanică, este tot un rezultat al factorilor interni. Chiar și rocile sedimentare, ca rezultat al manifestării factorilor și agenților externi suferă modificări ale compoziției și structurii, atunci

când sunt afectate de procese metamorfice. Se poate ajunge, de exemplu, la transformarea argilelor în șisturi argiloase.

Disponerea straturilor sub forma structurilor geologice este, de asemenea, consecința manifestării factorilor interni. În funcție de condițiile locale se ajunge ca straturile să fie dispuse orizontal, monoclinal, cutat etc.

Falierile, fracturile, magmatismul și dinamica plăcilor litosferice sunt rezultatul aceluiași factori interni, care sunt în măsură să creeze un relief specific, denumit tectonic (Burbank și Anderson, 2012).

Referitor la participarea factorilor interni, trebuie reținut că mișcarea materiei topite din astenosferă, care se face simțită în rifturi și în zonele de subducție conduce la deplasarea plăcilor tectonice, generând în cele din urmă macroforme de relief de tipul continentelor, lanțurilor montane, podișurilor, depresiunilor, bazinelor oceanice etc.; în același timp apariția la zi a magmei, sub formă de lavă, determină formarea vulcanilor și a platourilor vulcanice. Pe măsură ce sunt generate, macroformele de relief vor intra sub incidența agenților geomorfologici externi (apă, aer, viețuitoare, om etc.), care prin procesele specifice de eroziune, transport și acumulare, le vor modifica trăsăturile morfologice inițiale, în scopul atenuării neregularităților (erodarea înălțimilor și umplerea depresiunilor), dar mai ales pentru crearea unei mulțimi de forme de detaliu cu dimensiuni variabile (Ielenicz, 2005).

Fiecare secvență din evoluția formelor de relief exprimă caracteristicile definitorii ale raporturilor dinamice existente între factorii și agenții, care participă la geneza lor. De exemplu, ridicarea tectonică a unui teritoriu determină modificarea altitudinii și declivității reliefului, fapt care atrage după sine stimularea eroziunii, manifestată prin fragmentarea reliefului de către râuri și acumularea materialelor erodate în locurile mai joase. Tot în cadrul unui astfel de scenariu oprirea ridicării va permite instalarea unui echilibru dinamic, tradus prin reducerea pantei albiilor, scăderea intensității eroziunii pe verticală, care va ceda locul eroziunii laterale, cea care va contribui la lărgirea văilor și la declanșarea proceselor de pe versanții acestora. Sensul general al unei astfel de evoluții ar putea fi întrerupt de o nouă fază de înălțare neotectonică, care va impune reluarea fragmentării prin adâncirea râurilor (Ielenicz, 2005).

Participarea factorilor externi ai Terrei în morfogeneză. Pe fondul geomorfologic creat de factorii interni acționează o serie de factori externi, care primesc rol de agenți geomorfologici. Ei nu fac altceva decât să modeleze scoarța terestră, până la formarea reliefului de detaliu, denumit și erozivo-acumulativ (Posea et al., 1976).

Fiecare agent geomorfologic, fie că vorbim de apă, aer, viețuitoare sau om, intervine asupra scoarței în manieră proprie, modelând-o în regim subaerian și suboceanic.

În urma interacțiunii apei, prezență sub cele trei stări de agregare (lichidă, solidă și gazoasă), cu substratul se formează relieful fluvial, maritim, glaciatic și periglaciatic. În același timp, prezența vaporilor de apă se face simțită și în procesele de meteorizație (Hugget, 2017).

Învelișul de aer al Terrei nu rămâne nici el fără efect atunci când vine vorba de formarea reliefului. Distribuția proceselor atmosferice permite delimitarea principalelor zone climatice. În funcție de caracteristicile lor, agentul eolian se va manifesta ca atare, iar acolo unde va deveni dominant va genera un relief specific, denumit relief eolian (Thomas, 2011; Goudie, 2013; Livingstone și Warren, 2019). Tot în funcție de condițiile climatice va fi și rata meteorizației.

Plantele și animalele chiar dacă intervin doar punctual, în geneza reliefului, prezența lor nu trebuie ignorată, cu atât mai puțin dacă ne gândim la biometeorizație (Sharma, 2010).

Omul, prin activitățile desfășurate la suprafața Terrei - prelucrarea solului, extragerea substanțelor minerale utile, depozitarea sterilului, realizarea căilor de comunicații și extinderea habitatelor pentru locuit - , realizează o gamă variată de forme de relief, cunoscute sub denumirea de relief antropic (Goudie și Viles, 2016).

Toate acestea demonstrează că factorii externi au ca acțiune generală deplasarea materiei pe suprafața Terrei. În tot acest demers un rol important îl are gravitația. Cu toate că asigură deplasarea din punctele înalte în cele joase, ea nu este un agent geomorfologic, deoarece nici nu prepară nici nu transportă materiale, este doar o forță care direcționează mișcarea (Roșian, 2017).

Există o legătură strânsă între gravitație și declivitate, în sensul că cu cât o suprafață de teren va fi mai înălțată cu atât pantele vor avea valori mai mari, iar legat de acestea și potențialul erozional, prin intermediul agenților geomorfologici externi, va fi mai mare. Comparativ cu factorii externi, care depind de gravitației, cei interni nu sunt în aceeași situație, ci din contră ridică suprafețele de teren în sens invers forței de gravitație (Posea et al., 1976).

Analizați separat, la prima impresie, factorii externi există independent de factorii interni; de pildă, apa din râuri și mări, ghețarii, vântul etc. nu au nicio legătură directă cu mișcările scoarței (Posea et al., 1976). Potrivit sursei citate, corelația dintre cele două tipuri de factori începe numai atunci când mișcările tectonice oferă agenților geomorfologici externi anumite porțiuni ale scoarței. Practic, începutul interacțiunii depinde de factorii interni, cei care înalță suprafața terestră peste nivelul zero al Oceanului Planetar sau o coboară mult sub aceasta, dacă este să vorbim despre nivelul de bază al modelării fluviale, expunând-o fie eroziunii, fie acumulării.

Un alt aspect, izvorât din aceeași interacțiune a factorilor interni cu cei externi evidențiază faptul că fiecare formă de relief creată, indiferent de dimensiune și poziție ierarhică va suferi modificări morfologice și morfometrice, care vor indica în final direcția evolutivă spre care se îndreaptă.

De pildă un lanț montan poate fi transformat, în sute de milioane de ani, într-un podiș (Podișul Casimcea) sau într-o câmpie de eroziune de tipul unei peneplene; treptele unei alunecări de teren pot fi nivelate în condiții naturale în zeci de ani, iar prin intervenția omului în câteva zile; o ravenă poate evolua într-un torent, iar acesta pe măsură ce intersectează acviferul într-o vale cu regim de scurgere permanentă în mai

multe decenii; o câmpie piemontană la marginea unor munți poate fi înălțată prin ridicarea acestora și transformată într-un podiș (Podișul Getic), iar prin fragmentarea acestuia în sute de mii de ani se ajunge la o câmpie de eroziune; forma generală a unui versant inițial drept devine cu timpul concavă, pe măsură ce suprafața acestuia este afectată de procese de tipul alunecărilor de teren și a celor torențiale (Ielenicz, 2005).

Tendența interacțiunii dintre factorii interni și externi este cea de atingere a unui echilibru, chiar și metastabil, dat de configurația reliefului din fiecare zi și loc. La scara timpului contemporan (timp scurt) echilibrul respectiv pare de neatins, deoarece vor predomina fie formele pozitive și de eroziune (când domină înălțarea suprafeței terestre), fie cele negative și de acumulare (când vor domina coborârile), în timp ce la scara timpului geologic (timp lung) el este oglindit de prezența unor suprafețe de echilibru (Posea et al., 1976), cum sunt: luncile, terasele, glacișuri, pedimentele etc.

Variațiile acestei interacțiuni, care indică trecerea de la o morfogeneză de semn pozitiv la una de semn negativ, sau invers, prin intermediul stărilor de echilibru, indică doar aspectele cele mai generale ale morfogenezei; pe acest fond comun intervin însă situații complexe multiple, impuse de interacțiunea locală a celor două tipuri de factori morfogenetici.

Din cele deja notate se deduce cât se poate de limpede că rolul hotărâtor, în formarea reliefului, nu îl au nici factorii interni nici cei externi, ci sensul sau semnul rezultatului raportului interacțiunii dintre ei. Relieful dovedește astfel că nu este un produs static, rezultat dintr-o acțiune mecanică simplă, ci o resultantă dinamică complexă a unor forțe contradictorii (Posea et al., 1976); mai exact este consecința manierei în care s-a rezolvat, în fiecare loc și timp, antagonismul dintre factorii interni și externi ai morfogenezei.

Ipotetic vorbind, dacă suprafața Terrei ar fi uniformă, adică alcătuită din același tip de rocă, atunci raportul dintre intensitatea mișcărilor tectonice și intensitatea eroziunii determina formarea unor versanți (suprafețe înclinate) ar căror profil va fi drept, concav sau convex, după cum dominantă va fi eroziunea, înălțarea sau echilibrul (Posea et al., 1976). Comparativ cu această situație ipotetică, realitatea este cu totul alta. Tipologia complexă a rocilor, la care se adaugă marea varietate a proceselor geomorfologice exogene, face ca interdependența dintre factorii interni și externi să determine o morfologie mult mai complicată în profil transversal și longitudinal, care de cele mai multe ori reflectă doar indirect și în parte raportul acestei interdependențe. Elucidarea genezei și evoluției reliefului unui teritoriu, pornind de la cele considerate, revine cercetătorului geomorfolog. El este singurul în măsură să evidențieze participarea fiecărui factor la reliefarea morfologiei suprafeței terestre.

Luată separat, fiecare formă de relief reprezintă în cele din urmă expresia teritorială a modului de interacțiune și conlucrare a factorilor morfogenetici. Ea apare ca o secvență, mai mult sau mai puțin conturată, dar diferit dimensionată și cu

grad neuniform de stabilitate, în cadrul ciclurilor mici sau mari parcurse de scoarța terestră, pe părți sau pe întreg (Mac, 1980a).

În concluzie, prin participarea factorilor interni, în cadrul amplului proces de morfogeneză, are loc crearea marile tipare tectonice, asupra cărora acționând factorii externi, se generează relieful de detaliu. Caracteristicile morfologice ale acestuia variază în funcție de condițiile locale în care își desfășoară acțiunea agenții geomorfologici.

Fără alte precizări se poate încheia că cele două grupe de factori morfogenetici, datorită caracterului antagonist al acțiunii lor întrețin continuu geneza reliefului Terrei.

Diversitatea genetică a formelor de relief atestă faptul că deși factorii interni și externi, ai morfogenezei, acționează concomitent, ei nu au aporturi similare sub aspect temporo-spațial. Se explică astfel de ce unele forme de relief sunt de natură tectonică, iar altele erozivo-acumulative.

De exemplu, în intervalele în care predominantă este acțiunea forțelor tectonice rezultă forme de relief tectono-erozive (munți, dealuri sau podișuri) sau tectono-acumulative (câmpii, depresiuni etc.), în detrimentul cărora sunt generate și forme mai mici – erozive sau acumulative. În același timp, pe fondul general al înălțărilor dintr-o etapă tectonică se remarcă și perioade îndelungate de stagnare. În cadrul acestora, cu toate că eroziunea determină în continuare adâncirea văilor, se întrunesc condiții pentru realizarea de trepte fluviale: lunci, terase, glacisuri, pedimente etc.); extensiunea lor va fi în funcție de durata stăgnării și intensitatea eroziunii laterale și de versant.

Toate formele de relief rezultate marchează faze ale evoluției reliefului, sau mai corect spus faze ale interacțiunii factorilor morfogenetici.

Agenții geomorfologici sau morfogenetici sunt corpuri materiale (solide, lichide și gazoase) și energii, care prin masa, densitatea și dinamica lor, exercită acțiuni asupra substratului geologic, modificându-i starea fizică și chimică (Mac, 1986). Rezultatul acestei interacțiuni este concretizat prin apariția formelor de relief. Parametri dimensionali ai acestora depind de lucrul mecanic exercitat și de volumul materialelor mobilizate. Acțiunea agenților geomorfologici se face diferențiat în funcție de caracteristicile lor, de condițiile locale și de timpul avut la dispoziție pentru manifestare.

Asupra litosferei acționează, în diverse combinații, agenții specifici hidrosferei, atmosferei, biosferei și antroposferei (Zachar, 1982). Modul de acțiune și intensitatea cu care acționează agenții geomorfologici diferă substanțial, în funcție de condițiile locale. Înseamnă că același agent acționează diferit în funcție de loc, datorită pe de o parte forțelor care i se opun (rezistența substratului), iar pe de altă parte forței pe care o dobândește sub efectul climei sau interacțiunii cu ceilalți agenți (Mac, 1996).

Agenții geomorfologici acționând pe suprafața terestră determină formarea reliefului de detaliu. În categoria agenților exogeni se remarcă: apa căzută sub formă

de ploaie, apa care se scurge pe suprafețe înclinate de tipul versanților, râurile, apa lacurilor, mărilor și oceanelor, ghețarii și zăpada, vântul, plantele, animalele și omul.

În funcție de agentul geomorfologic, care le-a creat, se deosebesc următoarele grupe de forme de relief: fluviale, litorale, glaciare, periglaciare, eoliene și antropice; fiecare dintre ele aparținând domeniilor specifice de modelare.

Pornind de la condițiile existente la suprafața Terrei anumiți agenți devin dominanți în morfogenează, în timp ce alții rămân asociați. Trecerea timpului poate schimba starea inițială, și atunci raporturile între agenți se schimbă (Roșian, 2017). De exemplu, în Munții Carpați modelarea glaciară deținea o pondere semnificativă în prima parte a Cuaternarului (Pleistocen), pe când în prezent șiroirea, torențialitatea și eroziunea fluvială, alături de procesele periglaciare, degradează relieful glaciar.

Dinamica agenților geomorfologici este influențată de numeroși factori morfogenetici precum și de condițiile în care își consumă energia (mișcarea și mutarea rocilor din părțile mai înalte spre cele mai joase, conform direcționării impuse de forța de gravitație). Dinamica geomorfică are la bază transformarea directă sau indirectă a energiei solare. Fenomenul este realizat prin dinamica agenților geomorfologici, cei care întrețin permanent morfodinamica la suprafața scoarței terestre.

Energiei solare i se adaugă cea geotermică, vulcanică, a undelor seismice, precum și energiile rezultate în urma manifestării forței gravitaționale terestre și extraterestre (atracția planetară, atracția gravitațională universală etc.). Atracția exercitată de Lună și Soare se concretizează prin formarea mării oceanice (cu implicații semnificative în morfodinamica litorală) și terestre. Acestea din urmă intervin direct în procesele de diaclazare, fisurare și falie, precum și indirect în variația debitelor de apă subterană, migrarea magmelor, manifestarea ridicărilor diapire etc., cu toate implicațiile complexe în morfodinamică și morfogenează (Mac, 1986).

Chiar dacă se supun unor legi generale, valabile pe toată suprafața Terrei, intensitatea acțiunii agenților și modul de combinare, în procesul morfogenetic, diferă în funcție de rocă, climat și pantă (Posea et al., 1976).

Se ajunge, în aceste condiții, ca pe anumite suprafețe să predominie anumiți agenți și procese geomorfologice, dar aceasta nu înseamnă că ceilalți lipsesc, ci doar că, activitatea lor este mai redusă, context în care au fost distinse agenți și procese predominante, respectiv agenți și procese secundare sau asociate (Mac, 1986).

Agenții geomorfologici se manifestă prin intermediul proceselor și mecanismelor morfogenetice. Tendința generală este ca agenții externi să modeleze, ceea ce factorii interni ai morfogenezei creează, în cadrul unui amplu proces de conlucrare a celor două categorii de factori.

În cele din urmă, eficacitatea fiecărui agent morfogenetic diferă de la un loc la altul în funcție de energia sa disponibilă, dobândită sub influența condițiilor climatice și a interacțiunii cu ceilalți agenți, și de forțele care i se opun (duritatea rocilor).

Procesele geomorfologice sau morfogenetice reprezintă formele concrete de manifestare a agenților modelatori (Mac, 1986). Conform autorului citat, ele pot fi definite ca schimbări fizice sau chimice, care au drept rezultat modificarea caracteristicilor morfologice ale suprafeței terestre; practic procesele geomorfologice stau la baza fenomenului de geneză a reliefului. O altă definiție a procesului geomorfologic este cea dată de Thornbury (1954), conform căruia acesta reprezintă un șir de operații prin care se efectuează o transformare morfologică sub acțiunea unuia sau mai multor agenți modelatori.

Modificările fizice și chimice ale suprafeței terestre sunt condiționate de natura acestora și de caracterul agentului modelator, totul fiind însă orientat în conformitate cu dispunerea forțelor în raport cu gravitația (Mac, 1986). Alături de direcționarea majoră conform gravitației, există și condiționări contrare și tangențiale acestora. De exemplu, apa care se scurge prin albiile fluviale se află sub incidența directă a gravitației; în același timp apa în contact cu calcarul, favorizează procese hidrologice indiferente sau chiar contrare gravitației; la fel, în procesul de evaporare apa încărcată cu săruri se deplasează în substrat de jos în sus, spre suprafață, favorizând procesul de meteorizație printr-o acțiune contrară gravitației (Mac, 1986).

Clasificarea proceselor morfogenetice se poate realiza în funcție de mai multe criterii, dintre care se remarcă cel care le împarte după originea și locul producerii; este vorba în acest sens de: procese endogene, procese exogene și procese extraterestre.

Procesele endogene se pot împărți în: procese diastrofice și procese magmato-vulcanice. În prima categorie se includ mișcările: orogene, epirogenice, izostatice și neotectonice, iar în cea de-a doua procesele magmetice și procesele vulcanice etc.

Mișcările orogenetice, denumite și plicative, extinse pe intervale de zeci și sute de milioane de ani determină inițial cutarea rocilor sedimentare și metamorfice aferente geosinclinalelor, iar ulterior formarea lanțurilor montane (*oros* = munte, *genesis* = naștere, formare). Spre exemplificare pot fi amintite mișcările caledoniene, hercinice și alpine. Mișcările tangențiale specifice orogenezelor sunt asociate cu mișcări verticale intense ale scoarței. Mișcările orogenetice pot antrena și vechi platforme continentale emerse (platforme cratonice) fracturând și înălțând puternic unele porțiuni din care rezultă platouri înalte sau munți bloc (Rădoane et al., 2000).

Mișcările epirogenetice determină ridicări, iar uneori coborări, ale unor spații extinse de talia continentelor (*epiros* = continent), iar uneori chiar și a lanțurilor montane, prin combinarea cu orogeneza, fapt care exprimă finalizarea consumului energiei tectonice (Ielenicz, 2005). Astfel de mișcări sunt lente și au, de obicei, amplitudini reduse. Cu toate că nu intră în categoria mișcărilor tectonice, un efect similar în morfogeneză, precum mișcările epirogenetice, îl au mișcările eustatice sau mișcările de ridicare și coborâre a nivelului oceanului planetar (Rădoane et al., 2000), dacă este ne referim la efectele variației nivelului de bază în modelarea fluvială. La modul general eustatismul este cauzat de schimbările climatice.

Mișcările izostatice au caracter de echilibru compenstoriu și se manifestă fie pe suprafețe extinse, având efect epirogenetic, fie mai restrânse; în ultima situație efectul compensatoriu este mult mai evident și poate avea următoarele forme: lăsări compensatorii prin deplasarea magmelor (eruperea lor la zi sau migrarea laterală), eroziunea unei regiuni care se ridică și coborârea alteia în care are loc o intensă acumulare (subsidență), izostazie glaciară, cu lăsări ale regiunilor ocupate de calota glaciară și cu înălțări, ale aceleiași zone, după dispariția gheții (Rădoane et al., 2000). Ilustrativă este în acest caz ridicarea blocului Scandinav după topirea calotei glaciare din Cuaternar, proces care continuă și în prezent.

Mișcările neotectonice sunt de tip recent, cuaternare și contemporane, motiv pentru care influențează activ procesele morfogenetice. Ele pot fi atât de semn pozitiv, determinând formarea unor terase fluviale, deformarea podurilor unor terase, dedublarea unor lunci sau terase (Irimuş, 1998), cât și negativ cum se întâmplă în Câmpia Siretului inferior și în Câmpia de Vest (sectorul Lugoj-Timișoara) (Posea, 2005). Mișcările diapire din Depresiunea Transilvaniei sunt și ele din categoria celor neotectonice. Ele au determinat boltirea și evidențierea structurilor de tip dom, precum și unele lăsări în sinclinalele care le separă.

Procesele magmatice au loc la anumite adâncimi în scoarță, determinând formarea și consolidarea magmei în loc sau pe diferite trasee, divers poziționate față de bazinul de proveniență (Ielenicz, 2005). Mișcarea topiturilor magmatice este strâns legată de dinamica plăcilor litosferice, mai exact de formarea lor în rifturi și consumul care are loc în zonele de subducție. Procesele magmatice determină inclusiv coborâri compensatorii ale scoarței.

Procesele vulcanice se referă la erupția lavelor și a gazelor asociate la suprafața scoarței (submers sau subaerian). Ele determină formarea conurilor și a platourilor vulcanice, precum și a formelor de relief asociate.

Cu toate că procesele endogene își au sediul la diferite adâncimi, raportat la suprafața Terrei, acțiunile lor sunt deosebite, atât ca întindere spațială, cât și ca interval de manifestare (Ielenicz, 2005). Dinamica lor se leagă de prezența energiilor de factură tectonică, vulcanică, seismică etc. De asemenea, acțiunea lor este strâns corelată cu dinamica plăcilor tectonice.

Luate împreună procesele endogene determină în timp geologic edificarea reliefului tectonic, caracterizat de forme de mari dimensiuni: continente, bazine oceanice, lanțuri și masive montane, conuri și platouri vulcanice, podișuri, depresiuni, câmpii, șelful continental, abruptul continental, câmpiile abisale, dorsalele oceanice, fosele abisale etc.

Procesele exogene se pot împărți în funcție de complexitatea rezultatului manifestării lor în principale sau complexe (eroziunea, transportul și acumularea) și elementare sau premergătoare: procesele de meteorizație (dezagregarea și alterarea rocilor) și procesele gravitaționale, denumite și clinotrope, de tipul deplasărilor

materiale pe suprafețe înclinate (căderi de pietre, rostogoliri, surpări, prăbușiri, curgeri de sfărâmături, curgeri noroioase etc.), direcționate de gravitație. Referitor la forța de gravitație mai trebuie menționat că și deplasarea apei prin albie, a ghețarilor prin văile glaciare, a avalanșelor etc., are loc tot în virtutea acesteia.

În categoria proceselor exogene, denumite și epigenetice se remarcă:

Eroziunea este procesul geomorfologic în urma căruia are loc distrugerea rocii la suprafață sau spre interior, cu condiția ca materialul distrus să fie mutat din locul respectiv, odată cu ruperea lui din roca mamă (Posea et al., 1976). Eroziunea are preponderent un caracter mecanic, fiind vorba de forțe care izbesc, rup și mută din loc materialele pregătite de procese anterioare (elementare sau premergătoare). Ea este procesul de bază prin care acționează agenții geomorfologici externi și poartă diverse denumiri în funcție de caracteristicile acestora: eroziune normală sau fluvială (este realizată de apele curgătoare), abraziune sau eroziune litorală (eroziunea apei din lacuri, mări și oceane), exarzație (eroziune glaciară - efectuată de ghețari), coraziune (eroziunea vântului), eroziune accelerată sau antropică (realizată și indusă de către om) etc.

Transportul este procesul care continuă eroziunea, evacuând continuu materialele erodate. El se efectuează fie prin intermediul gravitației, așa cum se întâmplă în cazul căderilor de pietre, rostogolirilor, prăbușirilor, surpărilor etc., fie prin intermediul unui agent: apa curgătoare (pe suprafețe înclinate de tipul versanților și prin albie – transport fluvial); apa din lacuri, mări și oceane (transport litoral); gheață de ghețar (transport glaciari), zăpadă sub formă de avalanșe, vânt (transport eolian), activități antropice etc. Transportul se poate face atât liniar, prin intermediul ravenelor, torenților, râurilor etc., cât și areal sau în suprafață prin intermediul alunecărilor de teren, creep-ului, mareelor, ghețarilor de calotă, vântului etc.

Acumularea se produce în momentul în care încetează acțiunea agentului care realizează transportul. Formele de relief rezultate în urma procesului de acumulare poartă diverse denumiri, în conformitate cu particularitățile agentului care o realizează: depuneri torențiale (realizate de către apele care se scurg pe suprafețele înclinate), aluviuni (în apa râurilor), morene (depuse de ghețari), depuneri eoliene (realizate de către vânt), sedimente sau depuneri lacustre și litorale (de către apa lacurilor, mărilor și oceanelor), acumulări antropice etc. La acestea se adaugă acumulările în crearea cărora este implicată gravitația, și anume cele în urma cărora se depun materialele rezultate în urma căderilor de pietre, rostogolirilor, prăbușirilor, surpărilor etc. Prin derularea procesului de acumulare are loc formarea structurilor geomorfologice, așa cum le-a denumit Prechtl, încă din 1965. În același timp ele nu sunt doar depozite rezultate în urma procesului de eroziune, ci creații morfologice, forme-structuri (Mac, 1986).

Considerate împreună eroziunea, transportul și acumularea alcătuiesc triada procesuală geomorfologică sau morfogenetică.

Meteorizația este cea care pregătește substratul geologic, pentru acțiunea proceselor complexe de tipul eroziunii, transportului și acumulării. În cadrul acesteia

se distinge dezagregarea (meteorizația mecanică sau fizică), alterarea (meteorizația chimică) și biometeorizația (efectul prezenței viețuitoarelor asupra rocilor, denumit și meteorizație biologică).

Procesele gravitaționale, de tipul deplasării materialelor pe versanți, care se mai numesc și procese clinotrope se referă la căderile de pietre (rostogoliri, surpări, prăbușiri etc.), alunecările de teren, curgerea sfărâmăturilor, curgerile noroioase, solifluxiunea etc.

Procesele morfogenetice exogene acționează asupra reliefului tectonic, determinând în funcție de agentul modelator diverse tipuri de relief: fluvial, litoral, glaciatic, periglaciatic, eolian și antropogenic.

În majoritatea cazurilor este greu de pus o limită între procesele geomorfologice premergătoare și cele propriu-zise acestui proces; practic întregul proces se desfășoară unitar și dialectic.

Procesele menționate, fiind implicate în geneza formelor de relief, nu acționează singure, ci conlucrează în acest demers morfogenetic.

În locurile în care unul dintre procesele geomorfologice lasă impresia că acționează singur, celelalte nu lipsesc în totalitate ci acționează mai puțin evident. De exemplu, pe un versant fragmentat de numeroase ravene nu se manifestă doar eroziunea în adâncime, ci și transportul care o secondează, la care se adaugă acumularea, la baza acestuia, a materialelor desprinse, de la partea superioară, sub formă de conuri de dejecție.

De asemenea, procesele geomorfologice se caracterizează printr-o periodicitate de manifestare. Acest fapt este ilustrat de prezența succesiunilor de forme de relief de eroziune și acumulare. Așa sunt de exemplu seriile teraselor fluviale din Depresiunea Transilvaniei, succesiunea morenelor specifice glaciațiunilor cuaternare din Munții Carpați etc.

Dintre cele trei procese care alcătuiesc triada procesuală geomorfologică doar eroziunea și acumularea creează forme de relief propriu-zise. Acest fapt permite clasificarea formelor generate de agenții exogeni în două mari categorii: forme de eroziune și forme de acumulare.

Procesele extraterestre sunt cele impact meteoric, precum și cele impuse de atracția planetară. Dintre acestea cele mai vizibile sunt cele rezultate în urma căderii meteoriților pe suprafața Terrei. Cel mai cunoscut crater de impact este cel din nordul statului Arizona denumit Meteor Crater. Atracția planetară, exercitată de Lună, Soare și alte corpuri cerești determină așa cum am mai precizat formarea mării oceanice și terestre.

Clasificarea propusă evidențiază că modelarea substratului, de către agenții geomorfologici, începe prin procesul de meteorizație, cu cele două fațete ale sale, dezagregarea și alterarea, pentru a se continua apoi prin eroziune, transport și acumulare, triadă specifică majorității agenților geomorfologici.

Între procesele menționate există legături strânse, ele influențându-se și întreținându-se reciproc, în cadrul procesului complex de geneză a formelor de relief de pe suprafața Terrei.

Mecanisme geomorfologice, denumite și subproces, reprezintă componentele de bază ale proceselor geomorfologice. Caracterul mecanismelor geomorfologice va determina în cele din urmă natura genetică și caracteristicile formei de relief (Mac, 1976).

Un bun exemplu de diferențiere a mecanismelor specifice unui proces, îl reprezintă cazul transportului sedimentelor din albiile râurilor: procesul este cel de transport, iar mecanismele se referă la modul cum are loc acesta, și anume, prin târare, prin rostogolire, prin saltație, în suspensie și în soluție. De asemenea, în cazul transportului sedimentelor din domeniul modelării eoliene, se întâlnește atât un transport prin saltație cât și în suspensie.

La fel stau lucrurile și în cazul eroziunii prin intermediul apei provenite din precipitații, care acționează direct sau prin concentrare curenți bidimensionali și tridimensionali pentru a eroda. Se deosebesc în acest sens următoarele mecanisme: eroziune prin pluviodenudare și denudare peliculară, eroziune prin scurgere difuză, eroziune torențială (prin intermediul rigolelor, ogașelor, ravenelor și torenților), eroziune în cadrul albiilor de râu etc. Gradul de detaliere poate fi crescut dacă, de exemplu, în cadrul albiilor deosebim mecanismul eroziunii la malul concav de mecanismul eroziunii la nivelulul patului aluvial, și așa mai departe.

Discontinuitatea spațio-temporală, a mecanismelor geomorfologice, este o caracteristică esențială a acestora. De exemplu, în cazul eroziunii fluviale există mecanisme care se manifestă continuu (evacuarea materialului erodat de către râurile permanente), care se manifestă sezonier (surparea malurilor sub efectul îngheț-dezghețului), care au loc periodic (modificări ale albiei datorate formării zăpoarelor) și care apar sporadic (revărsările fluviale de amploare care inundă lunca fluvială o dată la câteva decenii) etc. (Mac, 1986).

Importanța și complexitatea mecanismelor geomorfologice se va evidenția și din contextul prezentării genezei numeroaselor forme de relief, aferente fiecărui agent și proces, motiv pentru care problematica mecanismelor geomorfologice nu va fi epuizată în această secțiune a lucrării.

Domeniile de modelare a reliefului. Agenții, procesele și mecanismele geomorfologice, chiar dacă dau impresia că acționează individual ele se asociază și conlucrează pentru geneza reliefului dintr-un teritoriu, constituind sub aspect conceptual domenii de modelare. Pentru desemnarea acestora se mai folosesc și alți termeni, cum ar fi: mediu morfogenetic, sistem de modelare, sistem morfogenetic etc.

Alături de particularitățile fiecărui agent, un rol important, în configurația și trăsăturile formelor de relief, specifice fiecărui domeniu de modelare, îl are substratul geologic, reprezentat de roci și structuri. Cu toate că în morfogeneza rocile sunt

considerate elemente pasive, în urma interacțiunii cu agenții morfogenetici, acestea vor reacționa în mod specific și selectiv (Filip, 2008). Doar în aceste condiții, factorii pasivi se pot manifesta în mod determinant, devenind prioritari, imprimând prin aceasta formelor de relief caracteristici definitorii (Mac, 1980a). Iată unul dintre motivele pentru care în Geomorfologie, atunci când se vorbește despre tipologia formelor de relief, alături de formele de relief create de agenți există și o morfologie provenită pe filieră petrografică și structurală, reunită sub denumirea de relief petrografic și structural.

Pornind de la caracteristicile agenților geomorfologici domeniile de modelare a reliefului sunt: fluvial, litoral, glaciuar, periglaciuar, eolian și antropic. În cadrul fiecărui domeniu se vor genera forme de relief, care prin trăsăturile lor genetice fac dovada apartenenței la acestea, de unde și denumirile de: relief fluvial, relief litoral, relief glaciuar, relief periglaciuar, relief eolian și relief antropic.

Domeniul fluvial este caracterizat de prezența apei în stare lichidă și de scurgerea ei prin albiile torenților, pâraielor, râurilor și fluviilor, precum și pe suprafețe înclinate, de tipul versanților, rămase în urma adâncirii acestora. Concret este vorba de teritoriile în care valoarea cantităților medii de precipitații depășește valoarea evapotranspirației, pe fondul unor temperaturi medii anuale pozitive, și a unui substrat a cărui petrografie favorizează concentrarea și scurgerea apei. Interacțiunea îndelungată a proceselor specifice cu substratul geologic determină geneza reliefului fluvial.

Domeniul litoral este rezultatul interacțiunii apei din lacuri, mări și oceane cu substratul geologic. Dinamica acestor ape este întreținută de: vânt, diferențe de temperatură, salinitate și de turbiditate, mișcările plăcilor litosferice, atracția exercitată de Lună și Soare, unele activități antropice etc. În condițiile date apa din domeniul litoral devine un agent geomorfologic și generează relieful litoral.

Domeniul glaciuar este caracterizat de modelarea scoarței terestre prin intermediul apei aflată în stare solidă sau mai corect spus prezentă sub forma ghețarilor; această subliniere exclude efectul morfologic al banchizelor de gheață maritime și oceanice. În teritoriile în care ghețarii își fac simțită prezența printr-o dinamică aparte, și anume cele polare și montane, inclusiv din alte zone climatice în afara celei reci, se formează relieful glaciuar.

Domeniul periglaciuar s-a conturat prin acțiunea conjugată a doi componenți ai mediului: atmosfera (cea prin intermediul căreia vine frigul, care la rândul său determină înghețul substratului) și hidrosferă (care pune la dispoziție apa care îngheață în substratul geologic și zăpada care se deplasează sub forma avalanșelor). Teritoriile aparținătoare acestui domeniu sunt caracterizate de modelarea scoarței terestre pe fondul procesului de îngheț, cel care determină formarea permafrostului, dar fără apariția ghețarilor (îndeosebi din cauza precipitațiilor reduse cantitativ). Ele sunt specifice zonei reci polare, arctice și antarctice, precum și etajelor montane periglaciare din zona temperată și caldă. Particularitățile ambientale a acestor ținuturi, asigură condițiile necesare genezei reliefului periglaciuar. În cadrul acestui

domeniu nu se includ teritoriile în care, în sezonul rece apare înghețul și starea solidă de agregare a apei, deoarece ele nu determină o morfologie specific periglaciară, ele fiind doar procese asociate celor dominante (fluviale, litorale, eoliene, antropice etc.).

Domeniul eolian s-a conturat pe fondul interacțiunii dintre dinamica atmosferei și suprafața Terrei. Cu toate că vântul, cel mai sonor element al dinamicii atmosferei, este prezent pe întreaga suprafață terestră, pentru ca să devină eficient geomorfologic și să genereze forme de relief, mai sunt necesare câteva condiții: substrat geologic alcătuit din roci care să poată fi mobilizate de către vânt și lipsit de un înveliș vegetal și biologic protector contra eroziunii, precum și lipsa umidității și a precipitațiilor care să asigure creșterea vegetației și formarea solului. Aceste condiții sunt îndeplinite pe aproximativ 30% din suprafața uscatului Terrei, teritorii în care, direcția și intensitatea vântului fiind mai constante și mai îndelungate, predominant este relieful eolian. Este vorba de deșerturile din zona caldă (partea tropicală) și zona temperată (doar cea caracterizată de un climat temperat continental excesiv).

Domeniul antropic s-a individualizeze pe măsură ce prezența omului pe Terra s-a făcut tot mai simțită, inclusiv sub aspect geomorfologic, el determinând geneza unei game variate de forme de relief, cunoscute sub denumirea de relief antropic. Desfășurarea activităților antropice pe cea mai mare parte a suprafeței uscatului a determinat ca formele specifice să fie foarte răspândite, generând pe alocuri adevărate peisaje geomorfologice antropice (agricole, miniere, urbane etc.). Alături de formele de relief propriu-zise edificate direct de activități antropice, omul a influențat și dinamica altor procese geomorfologice, aferente altor agenți, fapt care condus la apariția unor forme de relief induse, așa cum sunt bunăoară cele rezultate în urma eroziunii accelerate.

Agenții și procesele din cadrul domeniilor de modelare prezintă o serie de particularități, care permit aprecierea calitativă și cantitativă a formelor de relief specifice (Mac, 1976; Posea et al., 1976; Sharma, 2010; Rhoads, 2013):

- fiecare agent și proces geomorfologic acționează în manieră proprie, aspect care imprimă un caracter distinct formelor de relief rezultate. Acest fapt servește la clasificarea genetică a formelor, ceea ce înseamnă că fiecare formă de relief are o notă distinctă, dependentă de procesul geomorfologic care a creat-o;

- agenții și procesele geomorfologice participă inegal sub aspect spațio-temporal la geneza reliefului. Unele sunt dominante, altele doar asociate, în timp ce altele numai auxiliare; modelarea fluvială este predominantă în climatul temperat, pe când gelifracția, este foarte limitată apărând ca un proces accesoriu;

- agenții și procesele nu acționează izolat, ci în combinații în cadrul domeniilor de modelare. Acțiunea comună a lor este oglindită de tipul de peisaj geomorfologic. De exemplu, peisajul de badlands indică o acțiune accelerată a eroziunii prin șiroire și ravenație, conjugată cu o exploatare antropică inadecvată, care a condus la distrugerea învelișului edafic și vegetal;

- agenții și procesele operează cu o rată diferențiată, în funcție de: litologie, structură, temperatură, umiditate, altitudine, expoziție, declivitate, tipul vegetației, utilizarea terenurilor etc.;

- agenții și procesele își schimbă funcția în timp și spațiu, fapt care determină dezvoltarea ordonată și secvențială a formelor de relief; în astfel de condiții relieful parcurge o evoluție ciclică de natură progresivă.

Din cele menționate se deduce că o dată cu trecerea timpului există posibilitatea schimbării domeniului de modelare, practic are loc înlocuirea agenților și proceselor geomorfologice dominante.

Efectul unei astfel de schimbări conduce la existența unor succesiuni și generații diferite de forme de relief, care se păstrează și după încetarea acțiunii proceselor și mecanismelor care le-au generat (Roșian, 2017). Relieful este astfel mult mai conservativ, el schimbându-se mai lent comparativ cu atmosfera, hidrosfera, biosfera etc. Dovada schimbării domeniilor de modelare sunt formele de relief relict, moștenite, actuale și progresive, existente în același timp într-o anumită regiune. Studiarea acestora permite cunoașterea evoluției reliefului unui teritoriu pe termen lung (**long-term evolution of landforms**).

Formele relict sunt cele care păstrează caracteristici din timpul în care se dezvoltau sub auspiciile altui domeniu de modelare (Selby, 1985), fapt care permite reconstituirea modului de acțiune ale agenților, proceselor și mecanismelor morfogenetice. Ca exemplu poate fi dat relieful glaciatic din Munții Carpați, format în condițiile glaciare din prima parte a Cuaternarului (Pleistocen). Cu toate că formele de relief glaciatic sunt încă prezente în peisajul locurilor, agentul, procesele și mecanismele care le-a generat nu mai întrunesc condiții de manifestare, în cadrul actualelor domenii de modelare fluvial și periglaciatic existent în Munții Carpați.

Din aceste considerente formele relict nu se mai înscriu întru totul în peisajul geomorfologic al locurilor, caracterele lor fiind deosebite de morfologia de ansamblu, generată în actualele condiții geomorfologice.

Formele de relief relict pot să fie dominate, așa cum se întâmplă în cazul reliefului glaciatic de la altitudini de peste 2.000 m din Munții Carpați, sau să fie prezente doar pe alocuri, cum este în cazul acelorași forme glaciare, dar care sunt localizate la altitudini de sub 2.000 m.

Păstrarea acestora în actuale condiții este asigurată de cele mai multe ori de rocă și structură, cele care prin caracteristicile lor au păstrat urmele existenței altor stări geomorfologice.

Prin persistarea lor și după schimbarea domeniului de modelare ele fac notă discordantă cu noile condiții morfogenetice. De obicei se transformă prin adaptare caracteristicile noului domeniu de modelare. De exemplu, în cazul acelui relief glaciatic din Munții Carpați morenele sunt fragmentate și remaniate de către actuala rețea hidrografică.

Păstrarea unei morfologii relictate atestă că actualul domeniu de modelare de multe ori nu este în măsură să explice toate particularitățile reliefului, motiv pentru care trecutul geomorfologic trebuie temeinic studiat.

Formele moștenite deși sunt și ele vechi, nu pot fi încadrate celor relictate, deoarece sunt actualmente funcționale, cu toate că nu mai există condiții de geneză a unor forme similare. Așa sunt de pildă sectoarele de antecedentă ale văilor carpatice, reprezentate de chei și defileuri, care chiar dacă nu au condiții să se dezvolte în prezent, se impun în peisajul locurilor (Morariu și Velcea, 1971), moștenind vechile linii de scurgere. Comparativ cu formele de relief relictate, în cadrul celor moștenite, agentul fluvial, care a săpat cheile și defileurile (afere vailor transversale din Captai), este încă prezent, dar eficacitatea lui, de a dezvolta în continuare astfel de forme de relief, este extrem de redusă, în lipsa unor mișcări tectonice semnificative.

Formele actuale de relief sunt cele care formează sub auspiciile actualului domeniu de modelare; ele servesc ca punct de plecare în descifrarea și interpretarea celor relictate și progresive (Morariu și Velcea, 1971). În cazul teritoriului național actualmente se manifestă agenți, procese și mecanisme ale următoarelor domenii de modelare: fluvial, litoral, eolian, periglaciari și antropici.

Dacă este să fac referite la relieful glaciari relict din Munții Carpați, într-un trecut nu prea îndepărtat, în Pleistocen, care s-a extins până acum aproximativ 12.000 – 18.000 de ani, în România era prezent și domeniul glaciari de modelare.

Acest fapt are o importanță deosebită în descifrarea genezei formelor de relief edificate în celelalte domenii de modelare, deoarece procesele geomorfologice specifice lor au avut parte de o dinamică influențată de scăderea temperaturii și modificarea ponderii tipului precipitațiilor.

Înseamnă că majoritatea formelor de relief actuale, cel puțin din cadrul reliefului fluvial din România, formate în timpul Pleistocenului, sunt în curs de readaptare la condițiile geomorfologice de acum; este vorba în acest sens de lunci, terase și versanții unor văi de ordinul 1 și 2 în sistemul Horton-Strahler.

Spre exemplificare pot fi menționați versanții din Depresiunea Transilvaniei, care sunt în continuare afectați de alunecări de teren, dar este mai degrabă vorba de alunecări superficiale și lenticulare, comparativ cu situația de la sfârșitul Pleistocenului și începutul Holocenului, când predominau alunecările masive de tip glimee. De asemenea, pe suprafața acelorai versanți, pe măsură ce s-a schimbat modul de utilizare a terenului, morfodinamica tinde să primească și alte valențe, afere unei eroziuni accelerate. Pe versanți încep să predomine formele de relief rezultate în urma scurgerii torențiale a apei: rigole, ogașe, ravene și torenți, pe fondul utilizării agricole a terenurilor, sub formă de arabil, pășune și fâneată. Acest mod de utilizare a luat cu timpul locul pădurilor și pajiștilor naturale.

Formele progresive sunt acelea care se generează în actualele condiții de modelare, dar ele prezintă unele particularități, care indică modificări ale domeniului

de modelare, la nivelul procesului și a mecanismului dominant. Ele stau la baza conturării direcțiilor viitoare de dezvoltare a reliefului dintr-un teritoriu. De exemplu, în Depresiunea Transilvaniei eroziunea datorată torențialității pare să indice o dezvoltare de amploare în viitor a formelor de relief specifice: rigole, ogașe, ravene și torenți. La o astfel de situație s-a ajuns pe de o parte datorită modificării regimului precipitațiilor, iar pe de altă parte datorită schimbării modului de utilizare a terenurilor (Roșian, 2017, 2020 și 2021). Prin direcția evolutivă ulterioară, pe care o indică, formele progresive stau la baza prognozei dezvoltării reliefului.

Spre deosebire de formele relictice cele progresive ocupă ponderi reduse și sunt caracterizate de stadii incipiente ale etapelor evolutive.

Cu toate că sub aspect didactic lucrurile par destul de simple, atunci când vorbim de diferențierea formelor de relief în funcție de condițiile de geneză existente la un moment dat, în realitate, de multe ori, lucrurile nu stau deloc așa. Revenind la relieful glaciatic din Munții Carpați, chiar dacă acesta nu se mai dezvoltă în prezent, așa cum se întâmpla în Cuaternar, el nu este scutit de o evoluție geomorfologică, specifică actualelor condiții, care nici ele nu sunt uniforme.

Este suficient să ne gândim la altitudinile diferite la care se găsesc circurile glaciare. Unele dintre ele, datorită expoziției nordice sau nord-estice s-au menținut și la altitudini de sub 2.000 m, așa cum sunt cele din Munții Rodnei și Munții Maramureșului, în timp ce altele, expuse spre sud și sud-vest s-au format și păstrat la altitudini de peste 2000 – 2200 m (cele de pe culmile sudice ale Carpaților Meridionali).

În actualele condiții geomorfologice, relieful glaciatic din Carpați situat la altitudini de sub 1.800 – 2.000 m va fi modelat preponderent în condițiile actualului domeniu fluvial de modelare, pe când cel situat la altitudini mai mari v-a avea parte și de o modelare periglaciatică. În cadrul acesteia predominante vor fi procesele de îngheț-dezghet și cele nivale, la care adaugă și procese fluviale în scurtă perioadă estivală de două-trei luni, în care stratul de zăpadă lipsește.

Cele menționate întregesc încă o dată afirmația că formele de relief nu se datoresc unui singur agent, ci sunt rezultatul participării mai multora, care au acționat fie simultan, fie alternând (ca pondere), fie s-au condiționat reciproc (Grigore și Naum, 1974). Ca exemplu pot fi date în acest sens văile (glaciare) din Munții Carpați, care probabil au existat și înainte de glaciațiune (având o geneză complexă), au fost apoi modelate glaciatic, pentru ca în prezent să fie modelate periglaciatic, pe suprafața versanților (în timpul sezonului rece), și fluvial, la partea lor inferioară (mai ales în sezonul estival).

Schimbarea domeniului de modelare, de la fluvial la glaciatic, poate avea loc nu doar pe fondul modificărilor climatice, ci și prin înălțarea accelerată a lanțurilor montane, din cauze tectonice. Părți ale suprafeței terestre ajung în stratul atmosferic cu bilanț pozitiv al precipitațiilor solide, pe ele se acumulează zăpezi persistente, se formează ghețari, care prin dinamica lor determină formarea reliefului glaciatic.

Un alt exemplu în acest sens este reprezentat de către văile fluviale. Ele nu reprezintă exclusiv rezultatul eroziunii apelor curgătoare, deoarece versanții, rămași în urma adâncirii albiilor, sunt modelați, de multe ori, independent de ceea ce întâmplă ulterior în cadrul albiilor. Este vorba în acest sens de procesele de deplasare în masă care îi afectează (surpări, alunecări de teren, curgeri noroioase etc.) și procesele de scurgere a apei, în urma cărora rezultă: rigole, ogașe, ravene și torenți. În condițiile în care între versant și albie se interpune o suprafață tampon, de tipul luncilor, teraselor și glacisurilor, procesele de pe versant se derulează independent de cele din albie. O astfel de situație este caracteristică în majoritatea văilor din Depresiunea Transilvaniei.

Se ajunge astfel la existența unor forme de relief complexe, la geneza cărora au contribuit de-a lungul timpului, mai mulți agenți (Selby, 1985) împreună cu procesele geomorfologice care îi caracterizează. Doar așa a fost posibilă conturarea domeniilor de modelare sau din contră existența unor forme complexe, care cu greu pot fi atribuite unui singur domeniu de modelare.

Sucesiunea domeniilor de modelare împreună cu formele de relief aferente, reprezintă la urma urmei adevărate etape ale evoluției reliefului. Se desprinde astfel ideea că specialistul geomorfolog, pentru a putea stabili legile generale ale dezvoltării reliefului, trebuie să cunoască aceste etape, premisă indispensabilă pentru prognozarea evoluției reliefului.

Se poate concluziona că geneza reliefului este consecința unei ierarhii de procese și mecanisme, care se întrețin reciproc și a căror acțiune se corelează în cadrul unui **domeniu geomorfologic de modelare**.

Domeniu de modelare versus zonă sau regiune climatică. Din momentul apariției și dezvoltării Geomorfologiei climatice s-a pus tot mai mult problema climatului ca factor de relief, el primind de multe ori importanța similară cu cea dată tectonicii, structurilor geologice și agenților geomorfologici.

Din cele notate la prezentarea domeniilor de modelare reiese rolul important pe care climatul îl are în direcționarea genezei formelor de relief. Fără îndoială climatul influențează geneza formelor de relief atât direct, cât și indirect, prin intermediul modificărilor pe care le introduce în cadrul hidrosferei, biosferei, pedosferei și al activităților antropice, dar absolutizarea rolului acestuia în morfogeneză s-a dovedit exagerată.

Domeniile de modelare au și ele limite, la fel ca tipurile de climat. Dominanța lor se încheie dincolo de fâșia unde agenții și procesele specifice lor devin din dominate secundare (Roșian, 2017). De exemplu, domeniul fluvial se menține atâta timp cât există un bilanț pozitiv al scurgerii de suprafață și un nivel de bază favorabil (Roșian, 2011a). Aceste limite pot fi influențate de mișcările tectonice și de schimbările climatice.

Variațiile climatice care au loc la anumite intervale influențează inclusiv regimul de acțiune a agenților externi. De exemplu, răcirea creează condiții pentru:

dezvoltarea ghețarilor, îngheț-dezgheț, nivație, reduce suprafețele pe care are loc modelarea fluvială, coboară nivelul mărilor și oceanelor – eustatism climatic - prin reținerea unor mase mari de apă sub formă de calote pe continente etc.

Legătura dintre climat și relief este excelent ilustrată de legea dezvoltării zonale a proceselor geomorfologice de pe suprafața terestră (Sharma, 2010; Rhoads, 2013). Pornind de la acest adevăr s-au pus bazele și s-a dezvoltat ulterior **Geomorfologia climatică**.

Ea a fost fundamentată în școala germană în principal prin contribuțiile lui Budel (1948, 1969, 1977, 1982) și Louis (1957). A fost apoi consacrată de către Tricart și Cailleux (1956, 1965, 1972), Birot (1968), Cholley, 1950, Strakhov (1967), Wilhelmy (1974), Hagedorn și Poser (1974), L. C. Peltier (1950), Chorley et al. (1984) etc.

Autorii menționați au argumentat că anumite condiții climatice au un efect suficient de mare asupra proceselor geomorfologice, încât să contracareze influența tectonicii, structurii și litologiei. Esența Geomorfologiei climatice constă în stabilirea naturii formelor de relief în relație cu regimuri climatice distincte și identificarea combinațiilor specifice de procese geomorfologice care le generează (Rădoane et al., 2000). Teritoriile caracterizate de forme de relief care pot fi asociate unui climat se numesc *zone* sau *regiuni morfoclimatice*.

Procesele morfogenetice realizate sub acțiunea directă a climei și a modificărilor ei, se numesc morfoclimatice. Asocierea acestora – prin acțiunea coordonată a agenților – în limitele unei zone climatice sau a unei părți a ei, formează zone sau regiuni morfoclimatice (Gutierrez și Gutierrez, 2013; Summerfield, 1991 și 2013).

Ele sunt definite de agenți morfogenetici, între care unii se impun ca determinanți sau coordonatori, iar ceilalți ca asociați.

Zonele morfoclimatice reprezintă fâșiile în care clima de astăzi comandă procesele contemporane de formare a reliefului (Mac, 1980a).

Fiecare zonă sau regiune morfoclimatică va avea o structură, o dinamică și mecanisme diferențiate, în funcție de maniera în care clima condiționează asocierea celorlalte componente ale mediului (Chorley et al., 1984).

Una dintre cele mai obiective clasificări este cea propusă de Chorley et al., (1984). În cadrul ei au fost propuse opt regiuni morfoclimatice, care au fost împărțite în două grupe: de ordinul I (glaciară, aridă și ecuatorială umedă) și de ordinul al II-lea (tropicală umedă-uscată, semiaridă, excesiv continentală, temperat continentală și periglaciară).

Clasificări asemănătoare au propus și următorii autori:

- Hagedorn și Poser (1974) disting: zona regiunilor ecuatoriale, zona regiunilor subecuatoriale, zona regiunilor tropicale umede, zona regiunilor aride și semiaride, zona regiunilor subtropicale, zona regiunilor temperate, zona regiunilor periglaciare, zona regiunilor glaciare;

- Dedkov (1976, citat de Mac, 1980a) evidențiază: zona glaciară, periglaciară, temperată umedă, semiaridă, aridă, tropicală semiaridă și tropicală umedă.

- Budel (1977) menționează: zona glaciară ocupată de ghețari, zona subpolară de formare / tăiere a văilor, zona extratropicală de formare lentă / încetinită a văilor, zona subtropicală a pedimentelor și de formare a văilor, zona tropicală de formare a suprafețelor de planaj.

- Summerfield (2013) deosebește: zona tropical umedă, zona tropicală umedă-uscă, zona tropicală semi-aridă, zona tropicală aridă, zona temperat-umedă, zona continentală uscată, zona periglaciară și zona glaciară.

- Gutierrez (2005): distinge: zona glaciară, zona periglaciară, zona aridă, zona eoliană și zona tropicală.

Zonalitatea morfoclimatică evidențiază cât se poate de clar diferența dintre relieful exogen și cel generat de procesele tectonice.

Nu trebuie însă confundat domeniul de modelare cu zona sau regiunea morfoclimatică, suprapusă, de obicei, unui anumit tip de climat. De exemplu, domeniul de modelare litoral este prezent atât în zona caldă, cât și în cea temperată și rece, trecând practic de granițele unui anumit tip de climat sau al unei zone climatice. La fel domeniul de modelare eolian se întâlnește în deșerturile aride și semiaride din climatele tropicale (zona caldă), în deșerturile reci aparținând zonei temperate, precum și pe litoralul majorității mărilor și oceanelor, unde în componența plajelor este prezent nisipul nefixat de vegetației, indiferent de tipul de climat. Acesta este unul dintre motivele pentru care vântul este un agent geomorfologic cu caracter universal, motiv pentru care acțiunea lui nu poate fi redusă doar la geneza reliefului deșertic, prezent în deșerturile tropicale.

Pentru a evita astfel de confuzii este mai indicat ca formele de relief să fie grupate după agenții și procesele care le-au generat, reunite în domenii de modelare, adică după geneză, decât după tipul climatului, care mai mult influențează geneza decât o înfăptuiește.

Este astfel mai normală și mai genetică gruparea formelor de relief în funcție de agentul prin contribuția căruia s-au format, decât pornind de la zone climatice și tipuri de climat, adică pe zone și regiuni morfoclimatice, așa cum se întâmplă în cazul Geomorfologiei climatice. Practic un domeniu de modelare, cum ar fi cel fluvial este mult mai extins decât orice zonă sau tip de climat, râurile modelând scoarța terestră în toate cele trei zone climatice (caldă, temperată și rece) și în majoritatea climatelor, cu excepția celor aride și foarte reci. Este suficient să ne gândim în acest sens la Deșertul Sahara, care oricât de deșert ar fi este traversat de fluviul Nil de la sud la nord, fapt care atrage după sine prezența modelării fluviale.

Fără alte precizări, în lumina actualelor concepții geomorfologice, chiar dacă și în ultima vreme s-au mai scris cărți de Geomorfologie climatică (Gutierrez, 2005), consider că agentul este mai presus, mai important decât climatul, geomorfologic

vorbind; râul nu este climat, ghețarul nu este climat, valul nu este climat, omul nu este climat etc., toate sunt uneltele prin care se sculptează suprafața terestră, sub supravegherea atentă a climatului. Acesta este unul dintre motivele pentru care în lucrarea de față nu am dezvoltat un capitol de Geomorfologie climatică.

Concluzii. Fiind rezultatul interacțiunii și conlucrării factorilor interni și externi, relieful planetei se află într-o continuă transformare, evoluție și dezvoltare, modificându-și cantitativ parametri morfologici și morfometrici, suferind o cinematică a configurației sale geometrice (Mac, 1986). Relieful este astfel cercetat de Geomorfologie ca o structură în devenire, în care formele sunt genetic legate, iar orice intervenție asupra acestora conduce la modificări ale dinamicii de ansamblu, datorită existenței unor mecanisme de autoreglare de natură geomorfologică. Toate acestea demonstrează că formele de relief au proprietatea de a se modifica dimensional și morfologic, fără însă să-și piardă calitatea inițială; de exemplu, conurile vulcanice cresc prin noi aporturi de lavă, albiile se largesc pe seama eroziunii laterale, conurile fluviale și deltele se dezvoltă prin aportul materialelor erodate, fără să se schimbe calitatea lor de forme de relief (Mac, 1986), fără să se schimbe apartenența la domeniul de modelare, sub egida căruia s-au generat.

Doar prin cunoașterea modului în care se combină și interacționează între ei agenții și procesele geomorfologice, se poate descifra geneza și evoluția formelor de relief. Este vorba de un proces complex, petrecut în timp geologic, în cadrul unui mediu în continuă transformare, reflectat inclusiv de caracteristicile fiecărui domeniu de modelare. Modificările mediului se datorează atât autodezvoltării acestuia, cât și transformărilor suferite de relief în procesul evoluției sale, fapt care provoacă regrouparea factorilor morfogenetici, inclusiv ai acelor care au contribuit inițial la formarea sa (Naum și Grigore, 1974).

Este evident că formarea și dezvoltarea reliefului nu este datorată în totalitate nici factorilor interni, dar nici celor externi, ci este consecința interacțiunii lor.

În geneza reliefului, alături de gruparea agenților și a proceselor geomorfologice, pentru a crea domenii de modelare, un rol important în are intensitatea activității acestora asupra rocilor. Cu toate că vântul sau dezagregarea se întâlnesc pe toată suprafața uscatului, efectivitatea lor asupra rocilor este foarte diversă. De exemplu, în situația în care rocile sunt protejate de vegetație, zăpadă sau gheață, eficacitatea agentului eolian devine nesemnificativă. O cu totul altă situație se întâlnește în deșerturile calde, când nisipurile nefiind protejate, de un înveliș vegetal și de sol, sunt ușor spulberate și transportate pe distanțe considerabile. În aceeași situație se află și dezagregarea, ea având intensitate maximă în teritoriile afectate frecvent, uneori chiar zilnic de îngheț-dezgheț.

În anumite teritorii unii agenți lipsesc sau au lipsit dintotdeauna (modelarea glaciară în câmpiile tropicale și ecuatoriale), unii joacă rol secundar (modelarea fluvială în regiunile aride calde), în timp ce unii devin predominanți (modelarea

fluvială la altitudini de sub 1.500 m, în zona temperată), îi subordonează pe ceilalți, și determină prin acțiunea lor morfologia de ansamblu a peisajului geomorfologic (Grigore și Naum, 1974).

Agenții și procesele morfogenetice acționează fie prin consumul energiei de care dispun, fie prin proprietățile lor fizice, chimice și constitutive, în virtutea cărora vor condiționa particularitățile morfometrice ale reliefului.

Comparativ cu celelalte componente ale mediului (atmosferă, hidrosferă, biosferă etc.) în relieful diverselor teritorii se conservă mai bine etapele evolutive ale acestuia. Afirmatia este susținută de faptul că morfologia de ansamblu se modifică mai lent, raportat la schimbările climatice, hidrologice și de vegetație. În această situație se află formele de relief relict și moștenite, care de multe ori mai au prea puține în comun, cu ceea ce se întâmplă în prezent sub aspectul stărilor geomorfologice.

Fiecare formă de relief, datorită caracterului dinamic al genezei, reflectă prin trăsăturile sale, atât momentele distincte ale evoluției, cât și întregul film al dezvoltării de la stadiul incipient până la cel prezent. De asemenea, dinamica din prezent, corelată cu stările geomorfologice ale domeniului de modelare, în care evoluează, permite anticiparea transformărilor ulterioare pe care le va suferi.

În urma interacțiunii dintre factorii interni și externi ai morfogenezei, se ajunge la relații multilaterale între aceștia, a căror materializare în timp și spațiu oferă suficiente argumente pentru susținerea ideii că geneza și evoluția reliefului se desfășoară sub egida unor procese de autoorganizare, care imprimă reliefului Terrei trăsături distinctive de ordine și complexitate (Petrea, 1998).

Astfel edificat, relieful influențează prin parametri săi morfologici și morfometrici majoritatea componentelor cadrului natural cu care intră în contact: apă, aer, plante animale, om etc.

Se poate concluziona că, prin derularea de-a lungul timpului a întregii suite de procese și mecanisme geomorfologice relieful, odată apărut a devenit persistent, s-a diversificat, dar nu și-a pierdut identitatea. Practic fiecare formă de relief reprezintă doar o secvență, din evoluția reliefului Terrei, în care pot fi identificate semne despre trecut, prezent și viitor.

CAPITOLUL 4

SUPPORTURILE METODOLOGICE ȘI CONCEPTUALE

Geomorfologia, la fel ca orice știință care se respectă, și-a constituit, pe măsura dezvoltării și afirmării, un aparat metodologic și conceptual remarcabil.

Realizarea cercetării științifice obiective, în scopul cunoașterii genezei și evoluție formelor de relief, presupune, fără îndoială, alegerea onestă a căii de urmat. Aceasta din urmă, referindu-se la metodologie, trebuie să fie susținută de o serie de concepte. Luate împreună ele permit, în continuare, stabilirea unei viziuni explicite asupra obiectului de studiu (relieful) și a scopului urmărit (obținerea de informații necesare cunoașterii științifice și practice a acestuia).

Atingerea unui asemenea deziderat se bazează pe un suport metodologic și conceptual rezonabil.

4.1. METODOLOGIA GEOMORFOLOGICĂ

Particularitățile genetice și evolutive ale reliefului determină ca metodologia lui de studiu să aibă un specific propriu, derivat din folosirea unor principii, metode, procedee și mijloace adecvate.

Metodologia reprezintă ansamblul de principii, metode, procedee și mijloace cu care operează o știință, pentru obținerea de cunoștințe despre realitatea studiată (Petrea, 2005); definită pe scurt, metodologia reprezintă știința efectuării cercetării.

Termenul a provenit din limba greacă prin alăturarea cuvintelor *methodos* (drum sau cale de urmat) și *logos* (știință) și desemnează calea pe care trebuie să o parcurgă cercetarea științifică.

Prezența unui aparat metodologic adecvat ajută la progresul științific, deoarece metodologia susține optimizarea modului de colectare, verificare, cuantificare, prelucrare a datelor empirice, precum și procesul de interpretare logică și de elaborare a teoriei științifice (Petrea, 2005).

Conform sursei citate, atingerea acestor obiective presupune satisfacerea unor cerințe și criterii: utilizarea unui cadru de referință, care să permită fixarea limitelor studiului, precizarea obiectivelor, alegerea metodelor, tehnicilor și instrumentelor; utilizarea unui ansamblu de concepte bine definite; compatibilitatea datelor de observație cu cerințele sistemului teoretic; folosirea unor instrumente adecvate pentru colectarea și verificarea datelor; întrebuițarea mijloacelor corespunzătoare de prelucrare și de analiză a datelor; argumentarea interpretărilor elaborate într-un cadru științific dat.

Metodologia geomorfologică reprezintă totalitatea căilor care jalonează cunoașterea reliefului prin intermediul principiilor, metodelor, procedeele și mijloacelor specifice. Datorită complexității reliefului cunoașterea sa științifică necesită o abordare interdisciplinară, utilizând principii, metode, procedee și mijloace generale, preluate de la alte științe, la care se adaugă principii, metode, procedee și mijloace specifice numai Geomorfologiei.

Abordarea metodologică a reliefului, presupune clarificarea următoarelor aspecte: delimitarea obiectului asupra căruia se aplică cunoașterea; stabilirea conceptelor și principiilor care stau la baza cunoașterii acestuia; alegerea și explicarea metodelor, procedeele și mijloacelor de cercetare; stabilirea conexiunilor care există între principiile, metodele, procedeele și mijloacele folosite în cercetare (Roșian, 2017).

Scopul cercetării reliefului este pe de o parte înțelegerea genezei și evoluției, iar pe de altă parte cunoașterea dinamicii acestuia.

Suportul metodologic utilizat de către Geomorfologie, permite cercetarea reliefului nu ca o sumă de forme, ci ca un complex teritorial, rezultat în urma conlucrării componentelor mediului.

În continuare vor fi prezentate succint elementele componente ale suportului metodologic utilizat de studiul reliefului, și anume: principii, metode, procedee și mijloace.

A. Principii

Principiul reprezintă un termen care provine din latinescul *principium*. Etimologic înseamnă punct de plecare ce „constă într-o idee fundamentală pe care se întemeiază o lege sau teorie științifică. Posedă o mare valoare axiomatică și normativă care va impune coordonatele majore și cerințele de bază ale cercetării” (Petrea, 2005, pp. 72-73).

O altă definiție care exprimă just semnificația și necesitatea cunoașterii principiilor este cea propusă de Donisă (1987), în care se arată că ele „sunt niște norme, reguli, care trebuie respectate în timpul cercetării științifice și care stabilesc anumite obiective ce trebuie urmărite. Principiile derivă îndeosebi din legi generale a căror manifestare trebuie să o urmărească cercetarea” (p. 92). În continuare vor fi prezentate cele mai utilizate principii în studiul reliefului, cu precizarea că unele dintre ele sunt specifice și altor ramuri științifice.

Astfel definite principiile constituie cele mai generale noțiuni referitoare la originea obiectelor și fenomenelor, precum și la posibilitățile cunoașterii și valorificării acestora (Josan et al., 1996). Ele provin pe de o parte din afirmarea unor concepte de bază, caracteristice diverselor științe, iar pe de alta din transferul și

acceptarea reciprocă, între acestea, a conceptelor fundamentale, care primesc astfel un caracter universal (Josan et al., 1996).

Principiul repartiției și a extensiunii spațiale pleacă de la premisa că procesele geomorfologice și formele de relief au o anumită localizare și extindere în teritoriu, aspect care trebuie menționat în studiile de specialitate. Acest fapt permite inclusiv întuirea legăturilor cauzale cu celelalte componente ale mediului.

Cunoașterea poziției este importantă deoarece permite conturarea unor trăsături definitorii ale reliefului unui teritoriu chiar de la începutul studiului acestuia. Cunoașterea amplasării pe suprafața Terrei, sub aspectul latitudinii, longitudinii și altitudinii, ne indică domeniul morfogenetic în cadrul cărui are loc geneza și evoluția formelor de relief. De exemplu, Sahara este dominată de modelarea eoliană, specifică unui deșert cald, tocmai datorită poziție tropicale pe care o deține.

Principiul integrării menționează că fiecare formă de relief trebuie privită sub aspectul relațiilor sale cu celelalte forme de relief sau cu relieful de ansamblu, tocmai pentru a desluși rolul și influențele ei dinamice și evoluția morfologiei suprafeței terestre. Înseamnă că formele de relief, luate individual, trebuie raportate la întreg, atât sub aspect funcțional, cât și teritorial (Posea și Armaș, 1998). Conform acestui principiu trebuie identificate conexiunile existente între forma de relief studiată și relieful de ansamblu în care se integrează. Se ajunge pe această cale la un alt principiu denumit al conexiunii (Grecu și Palmentola, 2003). De exemplu, o ravenă se formează și evoluează pe un versant, care la rândul său reprezintă doar o parte a reliefului fluvial, existent pe suprafața unui masiv montan, generat în urma unor mișcări tectonice.

Principiul cauzalității se referă la căutarea constantă a legăturilor de cauzalitate, în explicarea faptelor observate (Mac, 2003). Identificarea lor este necesară deoarece contribuie la elucidarea numeroaselor probleme pe care le ridică geneza și evoluția formelor de relief. De pildă, o alunecare de teren nu poate fi înțeleasă dacă nu se cunosc cauzele potențiale (valoarea pantei, prezența argilelor, lipsa unui covor edafic și vegetal suficient dezvoltat ca să aibă rol de stabilizator al versantului etc.) și cele declanșatoare (precipitații sub formă de ploaie însemnate cantitativ, utilizarea necorespunzătoare a terenurilor, cum ar fi suprapășunatul, subminarea versantului de către un râu, seismele etc.) (Ielenicz, 2005).

Principiul comparației vizează cunoașterea realității prin confruntarea formelor de relief similare, existente în diverse locații. În cazul studiului reliefului comparația deține un rol esențial în identificarea elementelor comune pentru procesele și formele dintr-o grupare, situație care favorizează generalizările (Ielenicz, 2005). Studiarea comparativă a mai multor alunecări de teren permite inițial precizarea cauzelor care produc separarea elementelor componente și a direcțiilor de evoluție, pentru ca apoi să fie precizate caracteristicile fiecăreia – forma, dimensiunile, dinamica consecințele (Ielenicz, 2005).

Principiul instabilității arată că fiecare formă de relief se schimbă, iar tendința de schimbare este în direcția atingerii unei stări de uniformitate, de echilibru dinamic (Rădoane, et al., 2000). Acesta din urmă este deranjat de prezența feedback-ului pozitiv, cel care determină ca orice neuniformitate accidentală să crească proporțional cu mărimea abaterii, care a fost deja atinsă (Scheidegger, 1991).

Principiul modelării selective (selecției) evidențiază că la suprafața terestră există o varietate foarte mare de forme de relief, iar procesele geomorfologice acționează diferit. Cu toate că în secolul al XX-lea această diferențiere era pusă pe seama litologiei și a structurii geologice, în prezent modelarea selectivă este impusă și de către agenții morfogenetici (Grecu, 2000). În acest context selecția nu se referă numai la substrat, ci și la tipul și intensitatea proceselor geomorfologice aferente agenților. Principiul selecției a fost enunțat de Gerber (1969, citat de Scheidegger, 1991), cel care a menționat că formele de relief, care sunt cele mai stabile din punct de vedere geostatic, sunt „selectate”, de către eroziune și meteorizație. S-a ajuns astfel ca Terra să aibă un relief foarte variat, deoarece procesele geomorfologice lucrează cu rate diferențiate. Cu toate acestea tendința este de atingere a unui echilibru dinamic, între variabilele care concură la geneza formelor de relief. Dovadă este stabilitatea acceptabilă a reliefului Terrei, raportat la nevoile și necesitățile societății. Este adevărat că această stabilitate poate deveni precară, pe anumite suprafețe și intervale, situație în care procesele geomorfologice primesc conotație de hazard, iar manifestarea lui, în prezența componentei antropice, caracterizate de un anumit grad de vulnerabilitate, conduce la risc.

Principiul controlului structural, oarecum legat de cel precedent, arată că majoritatea trăsăturilor reliefului sunt rezultatul evidențierii structurilor geologice, de către agenții morfogenetici exogeni, care acționează preferențial (Rădoane et al., 2000).

Principiul complexității stabilește că există foarte puține forme de relief, care să poată fi atribuite unui singur proces morfogenetic (Mac, 1986). Faptul că unele procese domină în formarea reliefului, nu exclude existența altora, care devin asociate. De exemplu, la geneza morfologiei versanților participă alături de procesele fluviale propriu-zise, legate de dinamica albiilor, aflate în curs de adâncire, și procese de deplasare în masă de tipul alunecărilor de teren, curgerilor noroioase, surpărilor etc. Se ajunge astfel ca în geneza reliefului fluvial să conteze foarte mult efectele climatului, al infiltrației, al substratului geologic, al tipului de vegetație, al modului de utilizare a terenului etc. Toate aceste variabile intervin în manieră proprie la geneza formelor de relief, de unde și complexitatea lor, dacă ne gândim la condițiile foarte variate în care se generează.

Complexitatea este cu atât mai evidentă cu cât formele de relief sunt rezultatul manifestării proceselor geomorfologice aferente diverselor domenii de modelare, care s-au succedat. Ca exemplu, în acest sens, poate fi dat relieful Munților Carpați, care a fost afectat de glaciațiuni în Pleistocen. În urma acestora s-a generat un

interesant relief glaciatic, considerat relict, foarte bine păstrat și în prezent, cu toate că evoluează sub egida domeniilor de modelare fluvial și periglaciatic.

Acest principiu ne atrage în continuare atenția asupra faptului că, în cercetarea reliefului nu se poate ajunge la o cunoaștere detaliată bazându-ne doar pe analize și determinări singulare, deoarece unele forme de relief sunt pe de o parte rezultatul unor procese morfogenetice derulate într-un trecut îndepărtat, iar pe de altă parte ele intră în componența altor forme superioare.

Complexitatea unor astfel de situații reclamă inclusiv folosirea metodei modelării matematice a unor circumstanțe procesuale.

Inclusiv prin raportare la Teoria Generală a Sistemelor complexitatea se dovedește o proprietate esențială a formelor de relief. Pe măsură ce ele suferă unele modificări morfologice, datorită manifestării unor procese morfogenetice, creează premisele altor modificări ulterioare. Este foarte relevantă declanșarea schimbărilor într-un sistem geomorfologic fluvial datorită mișcărilor tectonice pozitive. Un prim efect este întinerirea rețelei hidrografice, pe fondul accelerării eroziunii, cea care presupune accelerarea eroziunii; aceasta induce apoi creșterea debitelor solide, deci o diminuare a puterii de eroziune, ceea ce în final determină apariția fenomenului de sedimentare; practic aceeași cauză (ridicarea tectonică) determină efecte diferite și chiar opuse în aceeași rețea hidrografică, de tipul eroziunii și acumulării (Rădoane et al., 2000).

Principiul singularității, comparativ cu cel precedent, pe care nu îl contrazice, subliniază că fiecare formă de relief, din cadrul aceluiași tip (de exemplu, albi, versanți, creste montane etc.), are suficiente particularități pentru a fi singulare, prin răspunsul diferit la schimbările de mediu morfogenetic (Rădoane et al., 2000).

Principiul antagonismului, aplicabil și el în studiul reliefului Terrei, subliniază că acesta este rezultatul interacțiunii a două categorii de factori morfogenetici, cu acțiune diametral opusă: factorii endogeni și factorii exogeni (Scheidegger, 1991). Mișcările tectonice pozitive înalță un teritoriu, iar agenții externi acționează asupra lui, pentru a-l micșora altitudinal. În acest context se consideră că factorii endogeni au o activitate considerată, în general, constructivă, pe când cei exogeni, una preponderent distructivă (Josan et al., 1996). În cazul în care se produc mișcări tectonice negative și rezultă depresiuni, aceeași agenți externi vor avea tendința de a le umple, cu materiale erodate din teritoriile învecinate (Ielenicz, 2005), mai înalte. Prin acest mod de a interacționa, cele două categorii de factori se înscriu tendinței de asimilare reciprocă, pentru atingerea unei stări de echilibru dinamic (Josan et al., 1996). Se ajunge astfel ca rata ridicărilor tectonice să compenseze rata denudării, fapt care explică relativa conservare și continuitatea formelor de relief în timp scurt; pe termen lung însă valorile bilanțului geomorfodinamic pot varia foarte mult, ceea ce echivalează cu răsturnarea sensurilor evolutive (Josan et al., 1996). Mergând mai departe, la nivelul agenților morfogenetici externi, fiecare dintre aceștia, se manifestă prin procese cu caracter

antagonic. De exemplu, apa unui râu se manifestă prin procese de eroziune, acolo unde există surplus de energie, datorat declivității, și acumulare în sectoarele în care cantitatea de materiale transportate, depășește energia liberă pentru transportul lor (Ielenicz, 2005). Astfel caracterizați, factorii interni și externi, cu toată acțiunea lor antagonică, sunt considerați factori activi ai morfogenezei, iar acest principiu unul fundamental al Geomorfologiei (Josan et al., 1996).

Principiul cooperării sau conlucrării atestă că formarea și evoluția reliefului nu este doar la îndemâna relațiilor de tip antagonist, deoarece este prezentă, peste tot, conlucrarea proceselor geomorfologice. De exemplu, evoluția și funcționalitatea unui versant sunt dependente atât de eficacitatea eroziunii și evacuarea materialelor de pe suprafața sa, cât și de modul în care intervin formele cu rol de nivel energetic limitrof, cum sunt albia râului sau vatra depresiunii tectonice (Josan et al., 1996). Comportamentul eficient al acestora din urmă, susținut de debite mari și subsidențe active, asigură evacuarea materialelor provenite de pe versant și perpetuarea proceselor care asigură recesiunea acestuia; în caz contrar, prin colmatarea albiei, de la partea inferioară a versantului, se poate ajunge la reducerea potențialului morfogenetic, soldat în cele din urmă cu diminuarea proceselor care au loc pe versant și acumularea în continuare a materialelor la baza acestuia sub formă de depozitelor de contact (Josan et al., 1996).

Principiul optimalității se referă la necesitatea întrunirii unor condiții optime, pentru ca manifestarea agenților și proceselor geomorfologice să se manifeste, în vederea asigurării genezei și evoluției formelor de relief (Josan et al., 1996). Conform autorilor citați, absența sau prezența apei în anumite cantități, corelată cu temperatura, reprezintă alternative morfogenetice în funcție de care formele de relief rezultate vor fi eoliene, fluviale, glaciare, periglaciare sau mixte.

Principiul actualismului a fost enunțat de Hutton (1785), reformulat de Playfair (1802) și consacrat de Lyell (1830) în lucrarea *Principles of geology*. El are la bază sintagma că prezentul este cheia trecutului, cu toate că se știe că acest fapt nu corespunde realității. Principiul presupune că procesele geomorfologice au avut aceeași intensitate și în trecutul geologic fapt care l-a determinat inițial pe Hutton (1875) să îl denumească ca principiul uniformitarismului. Principiul are la bază ideea că ceea ce este prezent poate fi aplicat în trecut, dar și în viitor, dacă condițiile genetice și ansamblul legăturile sunt apropiate (Ielenicz, 2005). De exemplu, se consideră că valurile au produs totdeauna retragerea prin eroziune a țărmurilor înalte și dezvoltarea platformelor de abraziune; astfel, existența unor platforme de abraziune extinse s-ar datora manifestării îndelungate, în trecut, a acestui proces (Ielenicz, 2005). Aplicarea acestui principiu în prezent implică o anumită doză de flexibilitate, deoarece se știe că procesele geomorfologice au ritmicitate și intensitate diferită în funcție de numeroase variabile, dintre care timpul este esențial (Grecu și Palmentola, 2003).

Reconsiderarea acestui principiu în Geomorfologie a survenit ca urmare a abordării structuralist-sistemic și adoptării, pe acest fond, a unei maniere flexibile de a utiliza factorul timp, raportat la scopul cercetării, care poate fi de tipul reconstituirii paleogeomorfologice sau de tipul analizei funcționale (Josan et al., 1996).

Principiul evoluționismului sau al dezvoltării progresive decurge din capacitatea formelor de relief de a se adapta continuu, pentru a corespunde stărilor geomorfologice aferente succesiunii domeniilor de modelare. Practic orice formă de relief odată edificată va evolua, iar fiecare fază evolutivă se va caracteriza prin anumite trăsături cantitative și calitative (Ielenicz, 2005).

Acest principiu cere ca fiecare formă de relief să fie cercetată începând cu geneza ei, pe baza reconstituirii evoluției în timp, cu tot ceea ce implică sub aspect morfologic. Acest demers permite apoi descoperirea legilor de apariție, de existență și de evoluție a proceselor geomorfologice și formelor de relief de diverse ordine.

Se ajunge astfel la cunoașterea existenței în timp, aspect care permite aflarea etapelor evolutive specifice formelor de relief. În acest mod principiul evoluționismului se leagă atât de cel al integrării, vizând încadrarea temporală pe scară evolutivă, cât și de cel al cauzalității, deoarece impune căutarea originii și schimbărilor în timp, specifice formelor de relief, schimbări care sunt strâns legate de cauzele care le produc (Donisă, 1987). Pot fi date ca exemplu etapele formării și evoluției teraselor fluviale: formarea luncii, adâncirea râului în detrimentul suprafeței acesteia, tăierii frunții terasei, reliefarea terasei inclusiv prin mișcări tectonice, fragmentarea terasei de către torenții care vin de pe versant sau terasele superioare, reducerea ei la stadiu de fragmente de terasă, uneori cu aspect de umeri de vale, în stadiile înaintate ale evoluției fluviale etc. De asemenea, formele de relief incipiente prefigurează dezvoltarea celor mai evoluat, în cadrul cărora vor fi asimilate integral sau parțial; de exemplu, torenții prefigurează văile fluviale, luncile au potențial de a deveni terase etc. (Josan et al., 1996).

Legat de acest principiu este și cel al istorismului care menționează că formele actuale de relief trebuie explicate pe baza urmăririi lor în timp (Posea și Armaș, 1998).

Principiul istorismului geomorfologic, în sensul dat de Chorley et al. (1984), încearcă deducerea (pornind de la trăsăturile de eroziune și acumulare a formelor de relief) unor secvențe de evenimente (tectonice, climatice, variații ale nivelului mărilor etc.), prin care a trecut relieful.

Conform acestui principiu, abordarea istorică din Geomorfologie este rezervată acelor forme de relief care păstrează dovezi ale suprapunerii și succesiunii mai multor domenii de modelare, pe fondul variațiilor climatice și tectonice; fenomenul păstrării de morfologii suprapuse se numește palimpsest (Chorley et al., 1984).

Formele de relief sunt astfel cercetate sub aspectul urmelor lăsate de agenții geomorfologici care au acționat în trecut. O astfel de abordare a fost caracteristică perioadei clasice sau davisiane a Geomorfologiei, când concepția evoluționismului din

biologie domina cunoașterea științifică. După Davis (1902) evoluția implică un proces inevitabil, continuu și ireversibil de schimbări produse în ordine secvențială, la nivelul reliefului. Trecerea de la formele de relief primare la cele derivate se realizează pe durata unui ciclu de eroziune, prevăzut cu mai multe secvențe: tinerețe, maturitate și senectute (bătrânețe). Fiecare stadiu reprezintă o expresie a interacțiunii dintre structura geologică și procesele geomorfologice. Înseamnă că energia disponibilizată prin ridicări tectonice inițiale, este treptat consumată, pentru formarea unui teren uniform, numit peneplenă, caracterizat de entropie maximă, termodinamic vorbind.

Este vorba de forme de relief cu aspect major, create în timp îndelungat. Forma și conținutul lor depozitează efectele proceselor tectonice și climatice într-o manieră palimpsestică.

În concluzie descifrarea principalelor etape de formare și evoluție a reliefului este axată pe interacțiunea care are loc între factorii interni și externi ai morfogenezei.

Principiul funcționalismului geomorfologic contribuie la înțelegerea modului în care se schimbă și se mențin formele de relief, prin studierea proceselor morfogenetice actuale și a comportării materialelor din componența lor (Chorley et al., 1984).

Chiar dacă abordează diferit relieful cele două principii nu se exclud. Pe măsură ce studiile istoriste explică geneza reliefului ca pe o combinație a efectelor rezultate din transformările prin care a trecut deja relieful, cele funcționaliste se aplică formelor ce redau cel mai clar efectul proceselor actuale, ca răspuns rapid la acțiunea agenților morfogenetici (Chorley et al. 1984).

Pornind de la complexitatea reliefului, cercetarea detaliată și obiectivă necesită concomitent abordarea istoristă (este axată mai mult pe retrodicție sau postdicție și se sprijină pe deducție) și funcționalistă (orientată spre prognoză sau predicție, iar sub aspect metodologic apelează la inducție).

Considerate împreună, aceste ultime două principii, contribuie la structurarea cunoașterii reliefului (Chorley et al., 1984), în toată complexitatea sa. De asemenea, pornind de la cele prevăzute de aceste principii, în Geomorfologie s-au individualizat două direcții de cercetare: istorică (timp îndelungat și suprafețe extinse) și funcțională (timp scurt și suprafețe reduse modelate de procese geomorfologice actuale).

Simplă observare a caracteristicilor metodologice ale celor două direcții evidențiază că totul este o chestiune de timp. În intervale lungi se formează forme de relief cu afinități tectonice și geologice, pentru ca în timp scurt să fie de actualitate forme de relief generate prin derularea proceselor geomorfologice actuale și contemporane.

Principiile prezentate, la care se pot adăuga și altele, stabilesc obiectivele strategice ale cercetării geomorfologice, în vederea unei cunoașteri științifice a reliefului; din acest motiv respectarea lor devine indispensabilă.

Din momentul în care principiile se fundamentează pe una sau mai multe **legi**, consider necesară enumerarea principalelor legi care stau la baza genezei și evoluției formelor de relief.

Se remarcă în acest sens următoarele: *legea distribuției spațiale* (atât formele de relief majore cât și cele de detaliu nu sunt distribuite la întâmplare pe suprafața Terrei), *legea interacțiunii factorilor morfogenetici* (luate împreună fațetele multiple ale acestei interacțiuni dau nota originală a reliefului Terrei), *legea evoluției progresive* (se referă la dezvoltarea formelor de relief trecând de la stadii inferioare spre stadii superioare - de la torent la vale -, în urma unui proces de structurare continuă ce presupune trecerea cantității în calitate), *legea modelării selective a reliefului* (relieful suprafeței terestre este foarte variat deoarece procesele geomorfologice operează cu o rată foarte diferențiată, atât din considerente interne ce țin de intensitatea lor, cât și datorită interacțiunii cu rocile și structurile, deosebit de neuniforme sub aspectul rezistenței cu care se opun), *legea eroziunii diferențiale* (o continuă oarecum pe cea anterioară, făcând referire la rezistența întâmpinată de agenții morfogenetici exogeni din partea rocilor; acestea la rândul lor au durități diferite fapt care determină ca procesele de eroziune să fie mai intense pe suprafețele alcătuite din roci friabile, comparativ cu cele compuse din roci dure, rezistente), *legea zonalității* (este impusă de forma sferică a Terrei, fapt care determină o repartiție inegală a cantității de radiație solară; scăderea valorii acesteia de la Ecuator spre poli influențează intensitatea proceselor geomorfologice), *legea etajării* (este susținută de existența lanțurilor și masivelor montane caracterizate de altitudini de mai multe mii de metri; variația temperaturii, umidității, presiunii, vitezei și intensității vântului cu altitudinea se va reflecta în schimbarea proceselor geomorfologice, care de la comune cu cele specifice latitudinii, existente la baza muntelui, de la o anumită altitudine vor avea cu totul un alt specific, fapt care permite individualizarea de etaje morfogenetice), *legea profilului de echilibru* (interacțiunea factorilor morfogenetici interni și externi conduc către o tendință generală de nivelare a reliefului, exprimată prin profiluri morfodinamice a căror formă ideală este o linie concavă; ea poate fi diversificată de numeroși factori locali și regionali, între care se remarcă: roca, agentul morfogenetic, climatul etc.), *legea nivelului de bază* (exprimă dependența proceselor geomorfologice de poziția bazei de la care începe să se manifeste; în cazul râurilor nivelul de bază general este nivelul zero al Oceanului Planetar, mai jos de care procesul de eroziune a cestora încetează), *legea ciclului de evoluție* (are la bază ideea că evoluția reliefului unui teritoriu se face dinspre o formă primară la una de echilibru; în Geomorfologia davisiană această lege arată calea transformării unui masiv montan într-o câmpie de eroziune, trecând prin mai multe stadii: tinerețe, maturitate și senectute).

Prezentarea acestor legi evidențiază că agenții și procesele morfogenetice nu acționează haotic sau întâmplător, ci în baza unor corelații strânse (Ielenicz, 2005). Concret, geneza și evoluția reliefului are loc pe baza unor legități specifice, unele cu caracter general, iar altele cu caracter particular.

B. Metode

Metoda constituie drumul sau calea de urmat în vederea utilizării diverselor procedee și mijloace pentru cunoașterea adevărului (Donisă, 1987). Termenul provine din limba greacă unde cuvântul *methodos* înseamnă cale sau drum de urmat. Metodele au la bază principii (Grecu, 2000).

În aceeași timp, metoda reprezintă calea concretă, structurată într-un mod organizat și sistemic de lucru, care permite cunoașterea obiectului de studiu (Posea și Armaș, 1998). De asemenea, metodele reprezintă „*călăuze abstracte ale rațiunii ce conduc la satisfacerea normelor impuse de principii*” (Petrea, 2005, p. 73).

Conform autorului citat, pentru atingerea obiectivelor o metodă științifică reunește două laturi distincte, complementare și interdependente: demersul logic, ce cuprinde aspectele normative esențiale (cerințe, reguli, obiective etc.); demersul factual, care subliniază că pe parcursul cercetării metoda se desfășoară prin proceduri concrete succesive (pregătirea cercetării, documentare, observații, analize, experimente, interpretare etc.)

Rigurozitatea și eficiența practică a unei metode depind de măsura în care regulile ei corespund cu legile elaborate de teoria unei științe (Reti, 2011). Alături de caracterul obiectiv, impus de obiectivitatea legității care stă la baza ei, metoda are și un anumit caracter subiectiv, datorat voinței cercetătorului în adoptarea ei (Donisă, 1977).

Complexitatea investigațiilor, în urma cărora se ajunge la cunoașterea reliefului sub aspectul genezei și evoluției, determină folosirea diferențiată a metodelor care stau la baza acestui astfel de demers.

Prin specificul lor, metodele utilizate, în studiul reliefului, se pot grupa în trei categorii (Ielenicz, 2005): *metode generale aplicate în toate științele* (metoda dialectică, inductivă, deductivă, analizei, sintezei, experimentală, metoda comparației, metoda modelării, prognozei etc.); *metode folosite în Geografie și în alte științe apropiate* (metoda analizei hărților topografice; metoda schițelor de hartă; metoda diagramelor; metoda stratigrafico-paleontologică; metoda alternanței de paleosoluri și loessuri; metoda statistico-matematică; metode de laborator; metoda datărilor etc.); *metode specifice și utilizate în Geomorfologie* (vor fi prezentate succint în continuare).

Metodele caracteristice Geomorfologiei au rezultat în urma procesului de cunoaștere și analiză a reliefului (Ielenicz, 2005). Unele dintre ele, o dată cu trecerea timpului, datorită valorii și expresivității reprezentărilor pe care le înlesnesc, au început să fie utilizate și în alte domenii (geografice, geologice, agronomice etc.). De asemenea, metodele specifice Geomorfologiei au devenit mai exacte și riguroase pe măsura progresului din științele cu care colaborează acesta.

Metoda descrierii sistematice a reliefului. Cu toate că este una din primele metode folosite în Geomorfologie, ea încă se utilizează în studiul reliefului,

reprezentând una dintre cele mai facile căi de transmitere a informațiilor generale despre geneza și evoluția reliefului. Descrierea se face pornind de la trăsăturilor morfologice, morfografice și morfometrice ale formelor de relief. În același timp descrierea este o metodă incipientă folosită în procesul cunoașterii geomorfologice, deoarece relatează mai mult trăsăturile exterioare ale reliefului (Mac, 1976).

Metoda analizei geomorfologice a fost fundamentată de W. Penk, în lucrarea sa *Die Morphologische Analyse* (1924), ca modalitate de explicare a genezei și evoluției reliefului prin prisma analizei relațiilor dintre formele de relief sculpturale cu depozitele corelate și cu tectonica. Chiar dacă este o metodă veche, procedeele de analiză sunt și la ora actuală extrem de numeroase. Analiza geomorfologică se sprijină pe observația directă și instrumentală, pe tehnicile de calcul și de laborator, realizarea ei fiind facilitată de comparație, prin care se raportează elementele unele la altele și la întreg (Mac, 1976). Ea constă în studierea separată și detaliată a formelor de relief considerate parte a unui întreg; de exemplu în cazul reliefului fluvial albia, lunca, terasele și versanții cu întreaga suită de forme de amănunt intră în componența unei văi. În acest mod se stabilește locul și importanța fiecărei forme raportat la întregul din care fac parte. De asemenea, în urma analizei se ajunge la cunoașterea formelor de relief sub aspectul agentului, proceselor și mecanismelor geomorfologice, fapt care permite integrarea ierarhică în întregul reprezentat de relieful suprafeței terestre.

Metoda cartării geomorfologice. Diversitatea hărților geomorfologice, considerate hărți tematice, a determinat apariția unei metodologii specifice de elaborare și utilizare a materialelor cartografice (Grigore, 1979), pe care sunt reprezentate formele de relief. S-a conturat astfel domeniul cartografiei geomorfologice, care are la bază metoda cartării reliefului, însoțită de procedeele și mijloacele specifice. Metoda cartării geomorfologice se sprijină pe observații, măsurători și comparații efectuate în teren. Utilizarea datelor culese din teren facilitează cunoașterea geomorfologică complexă a unității teritoriale supuse studiului (Achim, 2016). Cartarea geomorfologică constă în localizarea pe hărțile topografice a formelor de relief și a proceselor geomorfologice și reprezentarea lor prin simboluri în conformitate cu scara hărții (Ielenicz, 2005).

Simbolurile sunt reunite în ceea ce este cunoscut sub denumirea de legenda hărții. Ea are scopul de a explica semnificația simbolurilor. Selectarea cu atenție a acestora, alături de utilizarea unei scări adecvate sunt de o importanță capitală (Fleisher, 1984). Pornind de la aceste considerente, încă din faza de planificare și organizare a unui proiect de cartografiere a reliefului trebuie să se răspundă la două întrebări fundamentale: care este destinația hărții și în ce scop este realizată? (Fleisher, 1984). Cartarea geomorfologică este însoțită și de o parte scrisă, unde sunt notate corelațiile existente între forme și procese, precum și între acestea și celelalte componente ale mediului.

În urma aplicării acestei metode rezultă hărți geomorfologice tematice: Harta geomorfologică a Depresiunii Brașov, Harta teraselor fluviale din Culoarul Târnavei Mari, Harta alunecărilor de teren din Depresiunea Transilvaniei etc. Toate acestea devin în continuare mijloace de cercetare și de studiere a reliefului. În aceste condiții, metoda întocmirii hărților geomorfologice, a devenit parte integrantă a problemei dezvoltării Geomorfologiei ca știință (Grigore, 1972). Nu trebuie uitat că harta nu se limitează doar la analiza spațială, ea fiind utilă și în analiza temporală, deoarece pe serii de hărți pot fi redată diverse generații de forme de relief, fapt care permite descoperirea sensului evoluției reliefului și legitățile acesteia (Donisă, 1987). Cunoașterea procedeelelor de lucru, caracteristice cartării geomorfologice, este deosebit de utilă fiecărui geomorfolog, deoarece în întreaga lui activitate el operează cu harta și întocmește hărți (Grigore, 1972).

Metodele morfografice conduc la definirea formei de relief, scoțând în evidență, în același timp și evoluția ei (Morariu și Velcea, 1971). Acest fapt impune o analiză de detaliu a hărților topografice editate de-a lungul timpului, pentru a se surprinde cât mai fidel evoluția. Aplicarea acestei metode pretinde pentru început citirea tuturor detaliilor de pe harta topografică, stabilirea lungimii liniilor de versant, aprecierea variației înclinării formelor de relief etc.; apoi este necesară extragerea unor indici derivați cum sunt: coeficientul de sinuozitate al liniei de versant, coeficientul de neregularitate a liniei de interfluviu, proporția suprafețelor cu aceeași valoare a pantei etc. (Grigore, 1979). Compararea valorilor pe anumite sectoare ajută la determinarea arealelor cu anumite categorii de procese, care analizate sub aspect temporal indică direcția de evoluție (Morariu și Velcea, 1971).

Aprecierea morfografică și morfologica a reliefului se realizează sub forma graficelor, profilurilor și a hărților sau prin combinarea acestora (de exemplu, pe harta pantelor se pot figura prin metoda liniilor, lungimea și tipul versanților).

Metodele morfometrice au la bază indici altimetrici, precum și valorile rezultate din prelucrarea acestora (Morariu și Velcea, 1971).

Cunoașterea altitudinilor, fie în mod direct (în teren), fie indirect (pe baza hărții topografice), permite evidențierea unor caracteristici ale reliefului: trepte altimetrice, densitatea și adâncimea fragmentării, diferite puncte critice în evoluția morfologică, ritmul unor procese geomorfologice actuale etc.; toate acestea pot fi concretizate prin intermediul graficelor și a hărților tematice (Morariu și Velcea, 1971). De exemplu, aprecierea în cadrul unei arii depresionare a proporției treptelor de relief (lunci, terase, glacisuri, piemonturi și suprafețe de nivelare), oferă informații despre intensitatea acumulării și eroziunii.

Utilizarea acestor metode impune stabilirea unor puncte caracteristice, necesare pentru interpretarea evoluției reliefului, denumite și puncte critice, cum ar fi altitudinea și frecvența la care se schimbă forma liniei de versant, altitudinea

la care se înregistrează variații ale pantei în profilul longitudinal al albiilor de râuri (Morariu și Velcea, 1971).

Metoda blocdiagramei constă în reprezentarea tridimensională a suprafeței terestre, fapt care permite stabilirea de corelații între configurația reliefului și alcătuirea geologică, reprezentată de către roci și structuri etc. (Smith et al., 2013). Datorită dificultăților clasice de realizare a reprezentărilor tridimensionale ale reliefului, ele sunt înlocuite în prezent de către modelele digitale de elevație, realizate cu ajutorul soft-urilor GIS (Li et al., 2005; Bierman și Montgomery, 2013; Pelletier, 2008; Bishop, 2013).

Metoda schițelor panoramice permite obținerea de reprezentări schematice, de esență, a formelor de relief; cu ajutorul culorilor suprapuse anumitor areale sunt indicate și principalele formațiuni geologice și elemente semnificative ale peisajului geomorfologic (Ielenicz, 2005).

Metoda profilului geomorfologic are ca obiectiv redarea sintetică pe anumite direcții a caracteristicilor reliefului (fizionomie, trepte de relief etc.) și corelarea acestora cu datele de ordin geologic (tip de rocă și structură). Tipurile variate de profiluri geomorfologice ce pot fi realizate impun această metodă în prim planul cercetării geomorfologice (Ielenicz, 2005).

Metodele datării au ca scop principal cunoașterea vârstei, relative și absolute, a formelor de relief generate în diverse condiții geomorfologice. În categoria acestora se remarcă următoarele: stratigrafice, paleontologice, arheologice, a depozitelor corelate, a solurilor fosile, a varvelor (Summerfield, 1991), metoda analizei polenului (Sharma, 2010), metoda izotopilor (Miller, 2005), metoda radioactivității (Worsley, 2005), metoda termoluminescenței (Timar-Gabor, 2012; Bierman și Montgomery, 2013;), metoda paleotemperaturilor, metoda dendrocronologică (Worsley, 2005; Bierman și Montgomery, 2013) etc.

Cu toate că ele au fost patentate în alte domenii științifice se folosesc cu succes și pe scară tot mai largă în studiul reliefului.

Metoda regionării geomorfologice se bazează pe un proces complex de analiză, identificare și delimitare a unităților și subunităților de relief dintr-un teritoriu, pe baza unor caracteristici asemănătoare de natură genetică, evolutivă, morfologică, morfometrică etc.

Esența procesului de regionare nu este doar de a împărți un teritoriu în unități de rang inferior și a trasa limite între ele, ci tocmai definirea și caracterizarea acelor unități geomorfologice teritoriale, prin particularități proprii, în virtutea cărora se deosebesc între ele în mod funcțional (Posea et al., 1976).

Regionarea geomorfologică urmărește punerea în valoare a unor unități teritoriale, definite de un anumit conținut și de un comportament geomorfologic propriu (Mac, 1980a). Conform autorului citat, studiarea formelor de relief sub

aspect regional, dovedește că ele se pot constitui în asociații geomorfologice, individualizate pe baza unor trăsături comune.

O unitate regională, evidențiată pe criterii geomorfologice, constituie un teritoriu de o anumită extensiune, cu o morfologie distinctă și o dinamică proprie, în virtutea cărora se individualizează față de cele din apropiere (Roșian, 2020).

Procesul de regionare geomorfologică nu se rezumă doar la identificarea de unități teritoriale uniforme, care se individualizează unele în raport cu altele, pe baza unor caracteristici specifice, ci el presupune inclusiv delimitarea cartografică și caracterizarea lor (Mac, 1980a).

În cadrul studiilor geomorfologice regionarea are loc în partea finală a elaborării lor, când există un volum informațional semnificativ, rezultat în urma cercetărilor din teren și a interpretării bibliografiei existente.

Metoda geomorfologică experimentală se ocupă cu reproducerea, în condiții de laborator sau de teren, unor procese geomorfologice pentru a putea fi studiate (Posea și Armaș, 1998). Experimentul se bazează pe o ipoteză existentă cu scopul verificării altor ipoteze. Gradul de control al condițiilor experimentale s-a dovedit de-a lungul timpului un factor decisiv, în funcție de care Slaymaker (1991) menționa existența a trei categorii de experimente: prin intervenție deliberată asupra condițiilor naturale, pentru a facilita stimularea dezvoltării formelor de relief dorite; prin selectarea unei anumite forme de relief existente și monitorizarea ei sub aspectul schimbărilor în timp datorate acțiunii unuia sau mai multor agenți geomorfologici (este tipul de experiment cel mai utilizat, deoarece nu necesită intervenția antropică în morfogeneză sau o bază materială costisitoare); stratificarea arealului test pe mai multe areale de studiu, în funcție de un anumit criteriu și înregistrarea în timp a schimbărilor pe diferite niveluri de analiză, datorate intervenției agenților geomorfologici.

Impedimentul realizării unor experimente în laborator este datorat necesității reducerii enorme a parametrilor formelor de relief, care se cer studiate, precum și eliminarea unor elemente sau condiții, care pot conduce în cele din urmă la alte rezultate decât cele din natură (Bierman și Montgomery, 2013). Din acest motiv realizarea unor experimente geomorfologice în laborator necesită multă prudență, datorită complexității proceselor geomorfologice și a rolului colosal pe care pe care îl are timpul în dinamica formelor de relief, mai ales că el nu se poate reduce la scară (Summerfield, 1991).

Cercetarea experimentală de teren constituie una din principalele direcții de investigare în Geomorfologie (Bălțeanu, 1983). Prin intermediul ei se efectuează o cunoaștere aprofundată a reliefului, în strânsă corelație cu ceilalți componenți ai mediului. Realizarea unor experimente de teren, cu deosebire în teritoriile în care procesele geomorfologice sunt deosebit de active, permit precizarea tendinței evolutive a reliefului, iar legat de aceasta posibilități raționale și eficiente de utilizarea a terenurilor (Bălțeanu, 1983).

Experimentul geomorfologic de teren reprezintă un set de măsurători realizate pe o suprafață delimitată și amenajată special, în scopul dezvoltării și abstractizării unor principii generale referitoare la evoluția reliefului (Slaymaker, 1991).

Metoda modelării s-a dezvoltat o dată cu revoluția cantitativă din Geomorfologie și cu aplicarea Teoriei Generale a Sistemelor în studiul reliefului. Ea are la bază realizarea unui model, care se dorește o copie simplificată a realității (conține doar aspectele și relațiile sale esențiale), și analiza comportamentală a lui (Josan et al., 1996). Folosirea acestuia permite în continuare analiza relațiilor dintre componentele unui sistem, precum și a schimburilor de masă și energie. Modelul poate fi atât de ordin material (o hartă, o machetă a unui teritoriu etc.) cât și ideal (când se folosește de limbaj, simboluri, formule, grafică etc.) (Kirkby, 1996; Wilcock și Iverson, 2003b; Huggett, 2017).

Modelul are rolul de a reflecta adecvat, printr-un contrast simulat elementele indispensabile analizei și prognozei realității înseși (Petrea, 1998).

Referitor la aceste ultime două metode, în condițiile actuale ale cercetării, este destul de dificil de pus o graniță între ele. Evidente sunt în acest sens experimentele care au la bază modele simplificate ale unor forme de relief și procese morfogenetice. Dacă prelucrarea datelor obținute are loc și prin intermediul calculatoarelor și a soft-urilor în cercetarea geomorfologică este implicată în mod direct și următoarea metodă.

Metoda modelării cu ajutorul soft-urilor. Ele au la bază diverse modele logice exprimate matematic, care au rol de a sintetiza complexitatea geomorfologică.

Capacitatea de lucru a calculatoarelor actuale, precum și existența supercomputerelor, permite elaborarea și prelucrarea statistică a unor suprafețe însemnate de teren, chiar de talia unor teritorii naționale, în scopul cunoașterii dinamicii formelor de relief. În acest caz suprafața terenului este împărțită în suprafețe elementare denumite pixeli, în spatele cărora se află numeroase informații cum ar fi cele referitoare la coordonatele geografice (latitudine, longitudine și altitudine). De asemenea, folosirea soft-urilor GIS permite stocarea informației sub formă de shape-uri, în al căror tabel atribut se poate interveni pentru realizarea de calcule sau clasificări (Li et al., 2005; O'Sullivan și Unwin, 2010; Rivard, 2011). Totodată, informația respectivă poate fi afișată pe ecran sub forma unui produs cartografic (Pelletier, 2008; Peterson, 2009), fapt care permite în continuare interpretarea ei.

Folosirea unor astfel de metode confirmă stadiul înaintat atins de revoluția cantitativă din Geomorfologie, soldată inclusiv cu aplicarea tot mai evidentă a matematicii în studiul dinamicii reliefului (Pelletier, 2008).

Demne de remarcat în acest sens sunt modelele de estimare a susceptibilității la alunecări de teren, așa cum este Metoda indexului statistic (Chen et al., 2016).

Doar pe această cale, a aplicării informaticii, statisticii și matematicii, vor putea fi prelucrate bazele de date specifice, în vederea elucidării unor aspecte controversate ale evoluției reliefului.

Obiectivul metodelor este cunoașterea integrală a reliefului, sub aspectul proceselor și mecanismelor care l-au generat, a fizionomiei și fiziologiei actuale, precum și a funcției sale în cadrul mediului (Roșian, 2017). Metodele de cercetare au apărut și s-au diversificat concomitent cu aprofundarea și diversificarea investigației geomorfologice. În același timp metodele sau perfecționat pe măsura progresului din științele cu care cooperează Geomorfologia.

Se poate concluziona că, studierea obiectivă a reliefului, care să servească unor scopuri practice bine precizate, presupune îmbinarea metodelor geomorfologice cu cele geologice, geofizice, biologice, de datare etc. În același timp, caracterul interdisciplinar al cercetării dovedește complexitatea studierii reliefului. De asemenea, fiind o călăuză abstractă a rațiunii, metoda devine operațională, doar dacă este susținută de procedee și mijloace, care să îi satisfacă cerințele sale teoretice.

C. Procedee

Alături de metode, care indică doar calea care trebuie urmată pentru a ajunge la descoperirea adevărului, este nevoie de acțiuni concrete, de un anumit mod de activitate de a le pune în aplicare (Donisă, 1987; Posea și Armaș, 1998).

Procedeele „*reprezintă operațiunile variate, concrete și specifice prin care se satisfac cerințele presupuse de aplicarea anumitor metode*” (Petrea, 2005, p. 77). Pentru desemnarea lor în lucrările mai noi de Geomorfologie se folosește noțiunea de tehnici (Goudie et al., 2005; Switzer și Kennedy, 2013; Sherman și House, 2013).

Selectarea procedeeleor științifice trebuie realizată în concordanță cu obiectul cercetării și metodele alese, urmărindu-se permanent compatibilitatea și complementaritatea lor; după natura lor, ele pot fi cognitive (mentale), corelate îndeaproape cu cele senzoriale (vizuale, tactile, olfactive etc.) și instrumentale (Petrea, 2005).

În categoria procedeeleor nelipsite în cercetarea reliefului se includ următoarele: observația geomorfologică, măsurarea, descrierea, clasificarea, reprezentarea grafică, evidența statistică și prelucrarea statistico-informatică a datelor etc.

Observația geomorfologică fiind unul dintre cele mai utilizate procedee se aplică în cadrul multe metode de studiere a reliefului, cum ar fi cea experimentală, a modelării, a cartării geomorfologice, a datării vârstelor absolute și relative a reliefului etc. (Bruce și Thorn, 1996). După modul cum se realizează, observația geomorfologică poate fi: directă, indirectă, staționară, expediționară, instrumentală etc. (Achim, 2016). Cea din urmă este tot o observație directă, doar că este mijlocită de diverse instrumente și aparate. Observarea proceselor geomorfologice și a formelor de relief este o latură importantă a demersului geomorfologic științific,

acest procedeu servind printre altele și la verificarea rezultatelor obținute pe cale teoretică (King, 1967).

Aplicarea acestui procedeu este deosebit de utilă în cercetările geomorfologice de teren, cele în urma cărora sunt culese informații concrete, de detaliu, despre relief (Ielenicz, 2005).

Deosebit de necesare, în aplicarea acestui procedeu sunt hărțile și imaginile de teledetecție, care permit obținerea unei game deosebit de diverse de informații geomorfologice, prin observare (Bruce și Thorn, 1996). Utilitatea acestui procedeu a determinat ca uneori să fie ridicat la rangul de metodă.

Procedeul măsurării diversilor parametri ai formelor de relief conduce la cunoașterea mai detaliată și precisă, asigurând un grad mai mare de exactitate, decât simpla observare (Grecu, 2000) sau percepție cu ajutorul simțurilor (Donisă, 1987). Perfecționarea și patentarea diverselor instrumente și aparate permite măsurarea tot mai sigură a parametrilor reliefului (Gregory, 2010). Utilizarea softurilor în ultima vreme oferă posibilitatea unor măsurători precise și efectuarea unor calcule complexe. Orientarea cantitativă din Geomorfologie produsă o dată cu cea din Geografie, a pretins diversificarea măsurătorilor și calcularea a numeroși indici despre relief.

Deosebit de utile în acest sens sunt informațiile rezultate în urma măsurătorilor topografice la adresa formelor de relief. Tot în acest context se remarcă măsurătorile care se pot efectua pe imagini satelitare și de teledetecție (Bierman și Montgomery, 2013), pentru a surprinde dinamica formelor de relief și de a extrage indici morfometrici și morfografici. Rezultatele obținute se consemnează sub forma șirurilor de date (Achim, 2016), care ulterior pot fi prelucrate prin mijloace specifice.

Procedeul descrierii, unul dintre cele mai utilizate în Geomorfologie, se referă la consemnarea rezultatelor obținute prin diverse mijloace și procedee, cu scopul redării fizionomiei obiectului cercetat (Grecu, 2000). Conform sursei citate, descrierea trebuie să îndeplinească următoarele cerințe: să fie exactă, obiectivă, cantitativă, cât mai completă, să prezinte comparativ trăsăturile formelor de relief, să le urmărească evoluția în timp și spațiu, să fie analitică, sintetică, explicativă, estetică, simplă, să folosească un limbaj științific riguros etc.

Posibilitățile oferite de acest procedeu a făcut ca el să fie printre primele utilizate în studiul reliefului.

Clasificarea reprezintă ordonarea proceselor geomorfologice și a formelor de relief în categorii ierarhizate. Ea se efectuează în funcție de anumite criterii. De exemplu, formele de relief se compară între ele, iar cele care se aseamănă, se includ în aceeași categorie. Cele mai utilizate criterii în acest sens sunt cele referitoare la: geneză, forma, dimensiune, funcție etc.

Procedeul reprezentării grafice este strâns legat de metoda cartării geomorfologice. El face referire la transpunerea grafică a rezultatelor măsurării, prelucrării statistice a informației etc. (Fleisher, 1984; Sharma, 2010). Reprezentarea

grafică se realizează sub forma hărților geomorfologice, a profilurilor geomorfologice, a bloc diagramelor, fapt care permite în continuare efectuarea observației indirecte și obținerea de noi informații a supra proceselor geomorfologice și a formelor de relief (Roșian, 2017).

Evidența statistică constă în adunarea și consemnarea informațiilor cantitative, despre formele de relief și procesele geomorfologice, într-un număr cât mai mare (Donisă, 1987). Apărut din necesități practice, acest procedeu s-a dovedit foarte util în Geomorfologie. În acest fel s-au putut aduna o cantitate impresionantă de informații despre formele de relief, care nu fac altceva decât să exprime repartiția lor în timp și spațiu (Jones, 1984). Posibilitățile oferite de informatică permit prelucrarea statistică a informațiilor, inclusiv cu ajutorul softurilor GIS (Pelletier, 2008; O'Sullivan și Unwin, 2010;).

Prelucrarea statistico-informatică a datelor, despre formele de relief, permite descoperirea de noi legități specifice. Utilizarea corespunzătoare a informațiilor statistice, adunate de-a lungul timpului, necesită o prelucrare informatică a lor cu scopul descoperii tendințelor evolutive, pe fondul prezenței variațiilor aleatorii (Donisă, 1987). Deosebit de utile în studiul reliefului sunt datele furnizate de către diverse servicii statistice (hidrologice, meteorologice etc.), deoarece pot fi cuantificate, iar prin prelucrarea lor se pot elabora modele de evoluție (Petrea, 2005).

Calculatoarele performante existente în prezent permit, pe baza memoriei și a softurilor, stocarea și prelucrarea complexă a informațiilor ce caracterizează suprafața terestră. Cu ajutorul tehnicilor de tip GIS (Li et al., 2005; Evans, 2005; O'Sullivan și Unwin, 2010) și a altora similare are modelarea evoluției reliefului, inclusiv sub aspectul estimării susceptibilității la alunecări de teren; remarcabilă în acest sens este Metoda Indexului Statistic (Chen et al., 2016). S-a deschis astfel calea unor calcule statistice și matematice, care la jumătatea secolului al XX-lea păreau imposibil de realizat.

De asemenea, prin intermediul softurilor sunt realizate hărți tematice în cuprinsul cărora alături de simpla poziționare și desenare a formelor de relief se pot reprezenta și numeroși indici morfometrici (altitudinea, panta, densitatea fragmentării, adâncimea fragmentării, expoziția etc.) sau altă natură.

Aceste modalități de acțiune concretă constituie procedeele de cercetare geomorfologică, ele indicând modalitatea concretă de a realiza procesul de cercetare sau de folosire a unei metode (Posea și Armaș, 1998).

D. Mijloace

Punerea în aplicare a procedeelelor de cercetare geomorfologică necesită mijloace, prin intermediul cărora să se opereze (Donisă, 1987). Ele reunesc totalitatea instrumentarului necesar muncii de cercetare, pentru atingerea scopului

propus (Posea și Armaș, 1998). Diversitatea și complexitatea studiului reliefului impune folosirea unei game variate de mijloace, dintre care, cele mai importante și de uz general sunt următoarele: limbajul, produsele cartografice, instrumentele și aparatele de observație și măsură, calculatoare pentru stocare și prelucrare automată a informației despre formele de relief etc. Toate acestea și multe altele constituie instrumentele cu care se operează în cercetarea geomorfologică.

Limbajul este în același timp cel mai vechi, dar și cel mai utilizat mijloc (Donisă, 1987), în domeniul științelor naturii. El este folosit în principal pentru a exprima rezultatele cercetării. O atenție deosebită trebuie acordată modului cum este folosită terminologia geomorfologică. Mulți termeni sunt utilizați cu sensuri diferite, conducând de multe ori la confuzii. La fel se întâmplă și când se utilizează termeni traduși din alte limbi, când nu se găsesc cei mai buni corespondenți în limba română (de exemplu *debris slope*, *râu graded* etc.). De asemenea, utilizarea excesivă a figurilor de stil (adjective, superlative, metafore, hiperbole etc.), folosite pentru impresionare și convingere sunt mai degrabă mijloace de expresie ce denotă „*stridență și superficialitate, nu numai în limbaj, ci și în cunoașterea problemei relatate*” (Petrea, 2005, p. 60).

Limbajul geomorfologic utilizează concepte și legi aparținând limbajului universal (de exemplu materie, mișcare, spațiu, timp, viteză evoluție, formă, organizare, ierarhizare, cauzalitate, frecvență densitate, intensitate etc.), precum și reprezentări proprii: morfogeneză, modelare selectivă, peneplenă, exarație, abraziune, denudare etc.

În Geomorfologie, la fel ca în Geografie, limbajul folosit, prezintă o serie de caracteristici (Petrea, 2005): este semantic (fiecare noțiune are o semnificație inclusă referitoare la formă, dimensiune, genă etc.), sintactic (permite construcția termenilor complecși ce exprimă corelațiile dintre obiectul desemnat și funcțiile sale, de exemplu vale epigenetică, circ glaciatic etc.); imperativ (termenii utilizați sunt folosiți cu un anumit înțeles, de exemplu pediplanația, meteorizația, aluvierea etc.), este susceptibil de formalizare (între noțiuni și realitate există corespondențe logice ce pot fi exprimate prin elemente de limbaj idealizat – simboluri, coduri, indici, coeficienți, modele etc.) ș.a.

Utilizarea limbajului de specialitate presupune respectarea unor exigențe menite să reflecte adecvat științificitatea faptelor comunicate: să fie corect din punct de vedere ortografic și ortoepic, inclusiv în ceea ce privește respectarea regulilor de standardizare și de transmitere a denumirilor specifice; să fie exact în interpretarea științifică și relatarea proceselor și fenomenelor studiate; să fie riguros și consecvent în argumentări, demonstrații și în utilizarea reprezentărilor științifice); accesibil în raport cu grupul țintă, dar nicidecum banal și vulgar; critic sau susceptibil să-și surprindă propriile limite; receptiv și deschis la nevoile de asimilare a noilor realități științifice, inclusiv a celor ce vizează emanciparea limbajului; estetic, pe cât posibil,

în funcție de gradul de cunoaștere a problematicii respective de către autori, raportat la cerințele științifice (Petrea, 2005).

Produsele cartografice reprezintă mijloace indispensabile de cercetare și de fixare a rezultatelor obținute (Grecu, 2000), în urma studierii reliefului.

Folosirea lor conduce la evidențierea diferențierilor teritoriale a proceselor geomorfologice și a formelor de relief. Dintre ele se remarcă diversele hărți tematice care se utilizează în studiul reliefului: Harta geomorfologică generală, Harta proceselor geomorfologice actuale, Harta treptelor de relief, Harta susceptibilității la alunecări de teren, Harta unităților regionale, Harta parametrilor morfometrici ai reliefului etc. Produsele cartografice au rolul de a evidenția distribuția formelor de relief, iar utilizarea unor seturi de hărți este în măsură să indice direcția de evoluție a reliefului dintr-un teritoriu.

Pornind de la informațiile existente pe hărțile geomorfologice se pot realiza interpretări, care stau la baza cunoașterii direcțiilor evolutive ale reliefului (Sharma, 2010).

Instrumentele și aparatele de observație și măsură s-au dovedit în ultima vreme foarte utile în Geomorfologie. Ele s-au diversificat pe măsură dezvoltării posibilităților tehnice din alte domenii. Acestea se utilizează începând de la măsurarea unor parametri simpli (altitudine, pantă etc.), până la obținerea de informații complexe, referitoare la dinamica unor procese geomorfologice (alunecări de teren, sufoziuni, tasări, eroziune și acumulare fluvială etc.). În categoria aparatelor care se utilizează în studiul reliefului se remarcă în ultima vreme cele care se vizează captarea informațiilor despre relief, sub formă de imagini de teledetecție (Rosenfeld, 1984; Li et al., 2005; Pelletier, 2008; Rivard, 2011; Bierman și Montgomery, 2013; Bishop, 2013; Huggett, 2017), în special de pe ortofotoplanuri. În ultima vreme imaginile de teledetecție sunt tot mai mult prelucrate cu ajutorul soft-urilor GIS (Jones, 1984; Li et al., 2005; Evans, 2005; Pelletier, 2008; Smith, 2011; Bishop, 2013).

Tot mai eficiente s-au dovedit în ultimul timp tehnicile LIDAR, care stau la baza elaborării inclusiv a modelelor digitale de elevație (DEM) de mare rezoluție (Bierman și Montgomery, 2013). Prelucrarea informațiilor conținute de acestea are loc prin intermediul acelorași soft-uri GIS.

Calculatoarele pentru stocarea și prelucrarea automată a informației despre relief au devenit tot mai utile, mai ales în realizarea studiilor geomorfologice detaliate de tipul articolelor științifice (Roșian, 2017). La realizarea acestora este necesară uneori prelucrarea unei cantități impresionante de date. Cu ajutorul calculatoarelor, după cum am mai menționat, utilizând soft-uri GIS, se realizează hărți tematice cu formele de relief și parametrii morfometrici ai acestora. Odată cu apariția computerelor cu mari capacități de memorare și de prelucrarea a unui volum enorm de date, informațiile despre relief stocate pe hărțile topografice au început să fie puse într-o altă lumină (Pelletier, 2008; O'Sullivan și Unwin, 2010).

Alături de capacitatea de stocare și prelucrare a informațiilor, calculatoarele permit extragerea de informații de pe imaginile digitale furnizate de sateliți, drone și alte aparate de zbor.

Toate acestea au condus la o automatizare fără precedent a studiilor de geomorfologice, dezvoltându-se în acest sens noi ramuri de cercetare, cum este de exemplu Geomorfometria (Evans, 2005; Richards, 2005; Drăguț și Blaschke, 2006; Hengl și MacMillan, 2008; Drăguț și Blaschke, 2008; Seijmonsbergen et al., 2011; O'Sullivan și Unwin, 2010).

S-a ajuns astfel la posibilitatea identificării automate a formelor de relief, pe baza unor algoritmi specifici și a calibrărilor care au loc la nivel de pixel, cu informații din teren (Rivard, 2011). În prelucrarea informațiilor deosebit de utile sunt în acest sens soft-urile și tehnicile GIS (Li et al., 2005; Pelletier, 2008; Smith, 2011).

În concluzie, pentru realizarea unei analize științifice a reliefului, geomorfologul are astăzi nevoie de un orizont larg de informații. Acest fapt conduce la o mare diversitate de premise metodologice și practice, care generează la rândul lor o mulțime de posibilități de abordare a morfologiei terestre, concretizate în afirmarea anumitor direcții de investigație, identificate drept ramuri sau subdiviziuni ale Geomorfologiei (Josan et al., 1996).

Cele anterior prezentate evidențiază că între principii, metode, procedee și mijloace de cercetare există o strânsă legătură, care indică traiectoria ce trebuie parcursă în cercetarea geomorfologică.

4.2. CONCEPTE UTILIZATE ÎN GEOMORFOLOGIE

Apariția, dezvoltarea și apoi afirmarea Geomorfologiei a condus la formularea mai multor concepte, care au menirea de a facilita înțelegerea genezei și evoluției reliefului. Unele dintre ele sunt proprii acestei științe, în timp ce altele, cu toate că au fost preluate din alte domenii, contribuie semnificativ la înțelegerea genezei și evoluției reliefului.

Conceptul profilului de echilibru reprezintă o formă de exprimare, la adresa reliefului Terrei, a legii generale a echilibrelor și dezechilibrelor (Ielenicz, 2005).

Noțiunea de profil de echilibru a fost folosită inițial de către Dausse (1857) pentru a explica condițiile de adâncire și transport a râurilor. Ea este strâns legată de cea de bază de eroziune introdusă de Powell (1873). Preocupări în acest sens a avut și Guglielle (1657, citat de Posea et al., 1970), el menționând că noțiunea de profil de echilibru stă la baza teoriei eroziunii apelor curgătoare.

Pe termen lung interacțiunea factorilor morfogenetici conduce către o tendință generală de nivelare a reliefului exprimată de profiluri morfodinamice cu un anumit specific, impus de condițiile în care s-a realizat modelarea.

Forma ideală a profilului de echilibru este reprezentată de o linie concavă. Urmărită în cadrul unui bazin hidrografic evoluat ea ar avea izvorul râului cu locul de vărsare (fig. 11. 37). Aceeași linie concavă ar trebui să caracterizeze cursul fiecărui afluent, considerat de la izvor la confluența cu râul principal.

La o astfel de formă se ajunge destul de rar, deoarece în evoluția reliefului intervin numeroși factori, de rang general (mișcări tectonice), regional (schimbări climatice, apariția la zi a unor orizonturi alcătuite din roci mai dure) sau locali (modificarea utilizării terenurilor de către om, realizarea de amenajări hidrotehnice etc.). De asemenea, nu toți agenții morfogenetici vor acționa uniform suprafața terestră, de exemplu un ghețar, comparativ cu un râu, va crea un profil în trepte, conservând neuniformitatea litologică și structurală sub forma unor praguri glaciare.

Din aceste considerente atingerea echilibrului nu reprezintă decât o stare finală relativă (Ielenicz, 2005), iar în timp îndelungat evoluția poate consemna forme de relief care indică existența unor faze, în care s-a ajuns mai mult sau mai puțin la echilibru. Evidente sunt în acest sens terasele păstrate în culoarele de vale a unor râuri, caracterizate per ansamblu de o dinamică fluvială de excepție, așa cum sunt văile transversale din Munții Carpați.

În situația în care predominante sunt formele de relief generate în timpul perioadelor stabile se ajunge la o nivelare de ansamblu a suprafeței terestre pe teritorii întinse, condiții în care majoritare devin suprafețele cvasiorizontale care rețază roci și structuri diverse, pentru a compune, morfologic vorbind, forme de relief cu aspect de câmpii de eroziune, de tipul peneplenelor sau pediplenelor.

Conceptul de nivel de bază a fost utilizat de timpuriu în Geomorfologie, el fiind atribuit lui Powell (1875), cel care îl apreciază ca o suprafață imaginară ce înclină ușor din toate părțile spre sectorul inferior al râului principal, dintr-un bazin hidrografic, mai jos de care eroziunea încetează.

Acest concept exprimă dependența regimului de modelare a suprafeței terestre, prin intermediul râurilor și torenților, de poziția bazei sau punctului de la care începe să se manifeste (Ielenicz, 2005).

Nivelul de bază general, la care se raportează toate râurile de pe suprafața terestră este nivelul zero al Oceanului Planetar, mai jos de care eroziunea fluvială a uscatului nu mai are loc. Alături de acesta există niveluri de bază regionale, date de prezența unor lacuri, a unor depresiuni, de existența confluențelor hidrografice (mai jos de care acțiunea afluenților încetează), și locale reprezentate de praguri litologice în albia râurilor sau de prezența unor baraje în spatele cărora se formează lacuri de acumulare, al căror nivel prezintă variații semnificative de-a lungul unui an sau sezon.

Poziția nivelului de bază poate suferi modificări, atât în cazul celui general, datorită eustatismului climatic sau de altă natură, cât și a celor regionale și locale. De exemplu, un prag litologic existent în albie se poate retrage spre amonte, datorită eroziunii regresive, lăsând în aval o albie relativ echilibrată (Ielenicz, 2005).

Nivelul de bază constituie un reper fundamental în evaluarea stadiului de evoluție a reliefului, deoarece cea mai mare parte a uscatului, atât în prezent, cât și în trecut, a fost supusă modelării fluviale (Rădoane et al., 20000).

Conceptul de grade a fost introdus în știință de către Gilbert (1877), pentru ca apoi să fie consacrat de către Davis (1902). El exprimă tendința de dezvoltare a morfologiei (Knox, 1975).

Cu toate că pe alocuri s-a considerat că acest concept este doar o variantă a celui de echilibru dinamic, diferențele de conotație dintre ele nu pot fi considerate aparente (Ichim et al., 1989); echilibrul dinamic se referă la procese, iar graded la morfologie. În acest context, dacă îi să fac referire la sistemul geomorfologic fluvial, un râu aflat în stadiul graded exprimă stări în care relațiile dintre procese și forme sunt staționare, iar morfologia albiilor rămâne relativ constantă în timp (Knox, 1975).

Conform autorilor citați, prin intermediul acestui concept se explică tendința evolutivă a albiilor, pe termen lung, sub raportul stabilității morfologice dată de raportul dintre agradare și degradare.

În funcție de această relativă stabilitate, supraînălțarea albiilor prin acumulare se numește agradare, iar adâncirea prin eroziune degradare (Rădoane et al., 2000). Conform sursei citate această terminologie a fost adaptată la modul general pentru relieful suprafeței terestre, în felul următor: reducerea diferenței de relief prin eroziune se numește degradare, în timp ce reducerea aceleiași diferențe prin acumulare de depozite (sedimente) este denumită agradare.

Conceptul de ciclu geomorfologic este strâns legat de teoria evoluției reliefului propusă de către Davis (1899), cunoscută sub denumirea de Teoria ciclului geografic sau ciclul eroziunii normale. Reprezintă în același timp unul dintre cele mai controversate concepte geomorfologice, el fiind elaborat pe fondul influențelor evoluționiste ale lui Darwin (1859), provenite din Biologie.

Din acest motiv Davis (1905) a menționat că formele de relief sunt asemănătoare cu procesele organice și vor fi studiate în vederea cunoașterii evoluției lor. Davis (1905) susține că relieful se dezvoltă în cicluri, la fel ca organismele, parcurgând trei stadii: tinerețe, maturitate și bătrânețe sau senectute (senilitate), în drumul spre forma finală denumită peneplenă. Pentru formarea acesteia, în cadrul unor cicluri evolutive, sunt necesare intervale de ordinul zecilor de milioane de ani și suprafețe extinse, de talia subcontinentelor sau a orogenurilor, care să permită existența unor domenii de modelare, cum este de exemplu cel fluvial, care admit o evoluție până în stadiul de declin energetic al reliefului.

Ideea ciclicității evoluției suprafeței terestre este anterioară perioadei davisienne, din Geomorfologie, ea apărând în scrierile lui Hutton (1875), unde se vorbește despre ciclicitatea fenomenelor geologice, pe baza raporturilor dintre eroziune și acumulare, existente pe suprafața terestră. La fel, și în opera naturalistului Buffon (1749-1804) intitulă *Histoire naturelle, generale et particuliere* (lucrarea

publicată în 36 de volume, plus unul adițional, între 1749 și 1789), s-a evidențiat că geneza reliefului poate fi explicată apelând la stadii de evoluție.

În Geomorfologie, conceptul de ciclu, așa cum a fost el propus de Davis (1899) nu presupune neapărat întoarcerea la punctul inițial, evolutiv vorbind, chiar dacă intervalele luate în considerare sunt aproximativ egale (Rădoane et al., 2000).

Conceptul de peneplenă așa cum este cunoscut în prezent, a fost formulat de către Davis (1899), o dată cu prezentarea teoriei sale despre evoluția reliefului (Teoria ciclului geografic).

Conform acesteia, stadiul final de evoluție, a oricărui teritoriu fragmentat de către văi fluviale, modelat de ghețari etc., este cel al unui relief de câmpie de eroziune, denumită peneplenă. În prezența unui disponibil scăzut de energie și al unei entropii maxime, sistemul geomorfologic aferent unei astfel de suprafețe este caracterizat de o stare de cvasiechilibru și doar manifestarea unui prag extrinsec, de tipul mișcărilor tectonice pozitive sau a coborârii nivelului de bază general, îl poate tranzita spre o nouă stare evolutivă (Rădoane et al., 2000).

Ideea nivelării reliefului (peneplanare) este destul de veche, fiind emisă prima dată în „*Ikhwān al-Şafā*” (941 – 982) - *Discursurile fraților purității* sau *Epistole despre logică* (publicată în limba română în 2019). La rândul său Buffon (1749-1789, citat de Rădoane et al., 2000) și-a imaginat că prin eroziune, înălțimea terenurilor poate redusă la nivelul mărilor.

Referitor la noțiunea de peneplena însuși Davis (1902) a menționat că a fost anticipată de Powell (1875), dar a fost folosită pentru prima dată de Willis (1895), care în lucrarea sa, *The Northern Appalachians* (Apalașii de Nord). S-a evidențiat că în timp tendința este de a se reduce relieful accidentat la o câmpie cu pante ușoare, care se extinde dinspre mare spre bazinul superior al râurilor. Un astfel de teritoriu a fost numit câmpie de nivel de bază, adică „*o suprafață care este aproape, dar nu definitiv un nivel de bază este numită peneplenă*”, (Willis, 1895, p. 188 – 189, cf. Davis, 1902).

Conceptul uniformitarismul este strâns legat de principiul actualismului, cel care a fost enunțat de Hutton (1785), reformulat de Playfair (1802) și consacrat de Lyell (1830), motiv pentru care este atribuit acestuia. În enunțul acestuia se menționează că aceleași procese fizice și legi care operează astăzi au operat și în decursul timpului geologic, deși nu totdeauna cu aceeași intensitate (Lyell, 1830). Din el derivat celebra expresie „*prezentul este cheia trecutului*” – atribuită lui Geikie (1905, p. 299).

Acest concept trebuie aplicat cu discernământ în studiul reliefului, fiind recomandată folosirea analogiei ca bază a explicării și extrapolării (Rădoane et al., 2000). Se remarcă în acest sens formularea propusă de Douglas (1980 p. 24, citat de Rădoane et al., 2000, p. 48), care a afirmat că „*acolo unde eroziunea este moderată sau slabă relieful este dominat de evenimentele trecutului*”, precum și reformularea realizată de către Chorley et al., (1984), care pornind de la sintagma că prezentul este cheia trecutului, menționau că „*principiul uniformitarismului poate fi invocat pentru*

a extinde rezultatele în viitor (predicție) sau în trecut (retrodicție)'' (p. 4). Prin acest enunț se pun în evidență raporturile existente între direcția funcționalistă și istoristă din Geomorfologie.

Aplicarea cu mare acuratețe a conceptului necesită, conform lui Chorley et al., (1984) și Rădoane et al., 2000, luarea în considerare a următoarelor proprietăți ale unui sistem geomorfologic:

- *scara* - sub aspect spațio-temporal;
- *localizarea* - pentru a cunoaște influența poziției în fluxul materiei, precum și alte modificări pe care le poate induce aceasta;

- *echifinalitatea* sau *convergența* - în condiții diferite și procese diferite se pot genera forme și depozite similare, fapt care determină erori în aprecierea genetică a reliefului (Harvey, 1980, citat de Rădoane et al., 2000); ca exemplu poate fi dat prezența morfologiilor de tip albie pe Lună și Marte (Rădoane et al., 2000).;

- *divergența* - arată că procese similare pot genera efecte diferite; de exemplu schimbările climatice pot produce alunecări de teren într-o regiune, iar în alta pot favoriza apariția ravenelor (Rădoane et al., 2000);

- *sensitivitatea* – se referă la capacitatea formelor de relief de a răspunde la schimbări care provin din exteriorul lor (Brunsden, 2001). De exemplu, evoluția unei ravene sau stabilizarea unei alunecări de teren pot fi oprite prin schimbări nesemnificative în rata factorilor de control, la fel cum modificări minore în sistem poate induce schimbări majore ale acestuia (Rădoane et al., 2000);

- *complexitatea* – proprietate specifică sistemelor organizate, evidențiază că o modificare a unei variabile, determină la rândul ei modificări ale celorlalte variabile care compun sistemul (Rădoane et al., 2000); conform sursei citate este foarte evidentă declanșarea schimbărilor într-un sistem geomorfologic fluvial datorită mișcărilor tectonice pozitive; inițial are loc reîntinerirea rețelei de văi, fapt care presupune accelerarea eroziunii, legat de aceasta are loc creșterea debitului solid, ceea ce determină diminuarea puterii de eroziune și mai apoi a puterii de transport, aspect care conduce la apariția procesului de acumulare fluvială; astfel, aceeași cauză (ridicarea tectonică) provoacă efecte diferite sau chiar apuse în cadrul aceluiași bazin hidrografic.

Conceptul de evoluție are la bază ideea că evoluția este istoria unui sistem care suferă modificări ireversibile (Lotka, 1925, citat de Georgescu-Roegen, 1979). Cel care a surprins cel mai bine sensul ideii de evoluție, pe care a demonstrat-o și apoi conceptualizat-o a fost Darwin, în lucrarea *Originea speciilor* (1859). Apariția acesteia a influențat hotărâtor și gândirea geomorfologică, din moment ce Teoria evoluției reliefului, elaborată de către Davis (1899), pornește de la principiile enunțate de Darwin (1859).

Ultimele două concepte, operând cu un grad ridicat de generalizare și abstractizare, au adus un aport considerabil în dezvoltarea științelor naturii, prin faptul

că au dezvăluit relația dintre trei elemente primordiale, necesare evaluării tuturor fenomenelor, respectiv energie – timp – schimbare sau evoluție (Rădoane et al., 2000).

Revenind la conceptul sau paradigma evoluționistă esența ei constă în explicarea formelor de relief prin analiza succesivă a stadiilor principale de dezvoltare, prin raportare la trei situații definitorii: geneza (originea sau inițierea), dezvoltarea (maxima complexitate) și declinul (Josan et al., 1996). Dezvoltarea progresivă a formelor de relief prin adaptare la structură și procese geomorfologice, conform legii modelării selective, devine echivalentă cu legea selecției speciilor, din Biologie, respectiv cu principiul fizic al transformării și conservării masei și energiei (aspecte enunțate de primul principiu al termodinamicii); caracterul de finalitate al evoluției formelor spre suprafețe de echilibru (peneplenă) devine analog cu cel al extincției speciilor ori cu starea de echilibru termodinamic datorată epuizării energiei disponibile și atingerii maximei entropii (enunțul celui de-al doilea principiu al termodinamicii) (Josan et al., 1996).

Curentul evoluționist s-a făcut remarcat și în lucrările care s-au dorit o replică sau o alternativă la Teoria ciclului de eroziune a lui Davis (1899, 1912), așa cum au fost cele ale lui A. Penk (1894), W. Penk (1924), D. Johnson (1932), L. King (1949 și 1953), K. K. Markov (1948) etc. Cu toate aceste încercări nu s-au putut depăși limitele conceptuale majore ale evoluționismului de tip mecanicist, deoarece se considera că relieful evoluează prin transformări de tip finalist, subordonate unui traseu evolutiv – ciclic sau neciclic, ascendent sau descendent – care nu poate fi evitat (Josan et al., 1996).

Conceptul de echilibru dinamic are la bază termenul de echilibru, care este văzut ca o relație constantă între intrările și ieșirile dintr-un sistem, în care există același șir de parametri (Howard, 1982 și 1988, citat de Rădoane et al., 2000). Raportat la formele de relief, echilibrul se manifestă atât în termenii ratei transferului de masă, cât și în menținerea în timp a unei morfologii distincte, adecvată unui nivel energetic dat (Josan et al., 1996).

În sens restrâns, după cum subliniau Chorley și Kennedy (1971) echilibrul este o stare de mare ambiguitate, manifestat atât în rata transferului de masă, cât și al menținerii formelor de relief, raportat la nivelul energiei existente. Instalarea și menținerea echilibrului, la nivelul formelor de relief, este rezultatul existenței buclilor de tip feedback negativ. Paradoxal, echilibrul poate fi exprimat doar prin referință la direcția de schimbare (Josan et al., 1996).

Cu toate că acest concept a fost adus în Geomorfologie de către Gilbert (1877), consacrarea lui a fost realizată de către Hack (1960), cel care a l-a aplicat pentru evidențierea distribuției spațio-temporale a energiei și a efectului ei asupra morfologiei terestre, prin intermediul proceselor geomorfologice.

Conceptul de echilibru, așa cum a fost propus el inițial de către Gilbert (1877), De la Noe și Margerie (1888), Davis (1902) etc., s-a aplicat îndeosebi în studiul

reliefului fluvial și al modificării albiilor prin tranzitarea debitelor lichide și solide, deoarece atenția practicienilor a fost îndreptată spre reducerea efectului inundațiilor și a schimbării geometriei malurilor și a aptului aluvial.

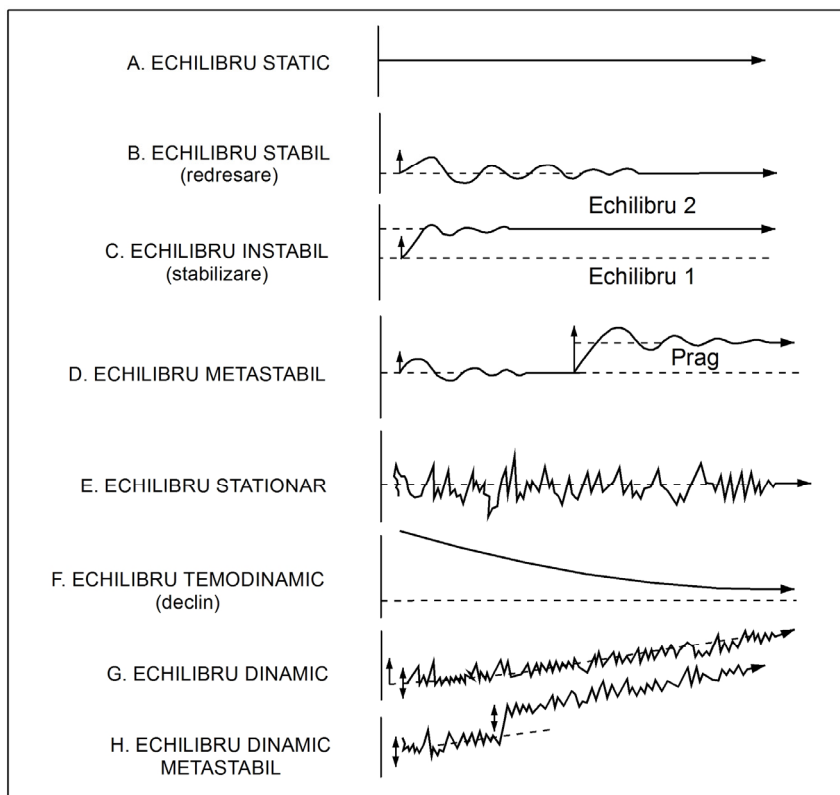


Fig. 4. 1. Tipuri de echilibru (Chorley și Kennedy, 1971, citați de Grecu și Palmentola, 2003, p. 70)

Raportat la regimul relațiilor dintre procese și forme Chorley și Kennedy (1971), recunosc mai multe tipuri de echilibru: *static* (caracterizează o condiție statică în caracteristicile sistemului, atât absolut, cât și relativ; de exemplu la scară mare sistemele geomorfologice se consideră că pot rămâne neschimbate timp îndelungat), *stabil* (indică tendința unui sistem să se orienteze spre o condiție de echilibru anterioară, după ce a fost perturbat), *instabil* (se instalează atunci când variații reduse, ale factorilor de control, pot scoate sistemul din echilibru, pentru ca ulterior acesta să se stabilizeze prin atingerea unui nou echilibru stabil), *metastabil* (stările de echilibru stabil sunt separate de praguri, pe care sistemul le străbate, în lipsa unui declanșator adecvat), *staționar* (exprimă condiția energetică a unui sistem în care procesele, deși prezintă oscilații instantanee într-un interval dat, nu sunt destul de semnificative pentru a modifica tendința de evoluție generală a acestuia),

termodinamic (exprimă tendința sistemului spre entropie maximă, care este echivalentă cu declinul energetic), *dynamic* (implică oscilații de valoare medie ale variabilelor, care imprimă sistemului o tendință de schimbare continuă și nerepetabilă; rata fluctuațiilor este mai mare decât starea medie a sistemului, deși observat în timp scurt este asemănător cu echilibrul staționar; tendința spre starea de echilibru staționar este menținută ca expresie a unei schimbări constante a energiei de care se dispune) și *dynamic metastabil* (apare la traversarea sistemului, aflat în echilibrul dinamic, a unor praguri, care pot determina fluctuații mari, ce reclamă ulterior un nou echilibru, pe cu totul alte paliere energetice) (fig. 4. 1, 4. 2 și 4. 3).

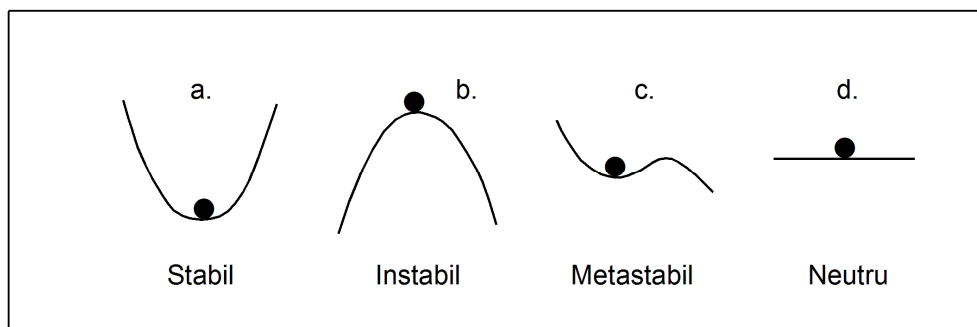


Fig. 4. 2. Tipuri de stabilitate a sistemelor: analogi mecanici (Huggett, 1985, citat de Grecu și Palmentola, 2003, p. 70)

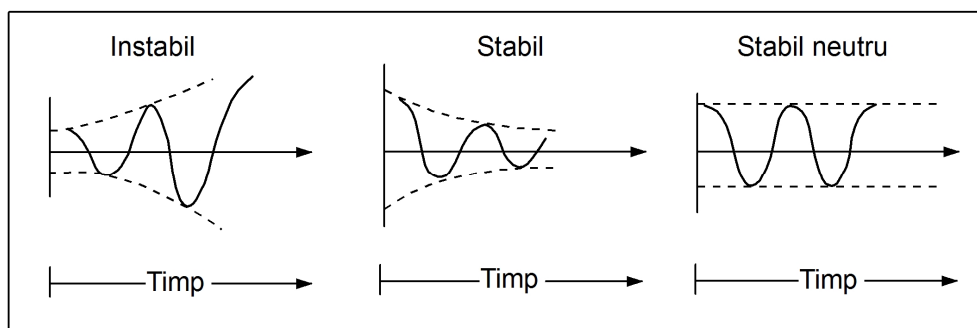


Fig. 4. 3. Clasificarea stabilității sistemelor mecanice perturbate în coordonatele amplitudinii și timpului perturbării (Karcz, 1980, citat de Ichim et al., 1989, p. 30)

Metastabilitatea stării sistemului corespunde cu perioada necesară escaladării și depășirii pragului, ceea ce sub aspect funcțional este echivalentul unui feedback pozitiv (Petrea, 1998). Prin depășirea posibilităților de asimilare a sistemului acesta se înscrie pe o nouă tendință evolutivă, tradusă prin schimbarea radicală a morfologiei, în timp scurt, ceea ce face ca el să se regăsească pe alt nivel ierarhic sau chir să se destrutureze, așa cum se întâmplă în cazul secționării meandrelor, captărilor fluviale, adâncirii albiilor și detașării luncilor etc.

Dintre acestea, ca stare reală, în comportarea sistemelor geomorfologice, cel mai frecvent, pot fi identificate următoarele: instabil, staționar (este dominat de acțiunea buclilor de feedback negativ; de exemplu ajustarea geometriei albiei), metastabil, termodinamic (reflectă diminuarea în timp a ratei schimbărilor, fapt care determină ajungerea la stări cu schimburi din ce în ce mai mici, cum se întâmplă în cazul formării peneplanelor sau al profilului longitudinal al râurilor mari), dinamic, cu varianta metastabil ca efect a oscilațiilor în jurul unor valori medii, pe o anumită tendință (trend), care este controlată de intrările în sisteme (Ichim et al., 1989; Rădoane et al., 2000; Grecu și Palmentola, 2003). Starea de echilibru dinamic a fost denumită, foarte sugestiv, de către Davis (1902) ajustarea formelor de relief la procesele contemporane.

Nu trebuie omis, că în evoluția formelor de relief stările de echilibru sunt separate de cele de dezechilibru. El reprezintă starea în care rata proceselor controlate de feedback negativ se schimbă, pentru atingerea unei stări de echilibru viitoare (Grecu și Palmentola, 2003).

Stările caracteristice echilibrului dinamic sunt considerate cele mai instabile, iar orice deviație de la uniformitate tinde să crească, întrucât rata creșterii deviației de la uniformitate crește cu cantitatea deviației deja realizate; inițierea instabilității este văzută ca un proces de creștere exponențială, de tip feedback linear pozitiv (Rădoane et al., 2000).

Conceptul de entropie arată că aceasta este o funcție a distribuției energiei disponibile din sistem și nu o funcție a energiei totale (Prigogine și Stengers, 1979). Cu alte cuvinte, creșterea entropiei, ca mărime de stare a unui sistem, semnifică descreșterea energiei disponibile, în sensul că o anumită cantitate de energie nu este disponibilă timp îndelungat pentru efectuare de lucru mecanic (Prigogine și Stengers, 1984). Entropia reprezintă deplasarea sau în cazul sistemelor geomorfologice evoluția spre cea mai probabilă stare, care poate fi exprimată dinamic și morfologic.

Se poate vorbi în acest sens de analogii, între fenomenologia geomorfologică și cel de-al doilea principiu al termodinamicii, de genul: între energia calorică dintr-un sistem termodinamic și energia potențială dintr-un sistem geomorfologic; între temperatura din sistemul termodinamic și altitudinea dintr-un sistem geomorfologic fluvial; concret spus căldura = energie potențială; temperatura absolută = altitudine (Rădoane et al., 2000).

În traducere, într-un sistem geomorfologic fluvial, suprapus unui bazin hidrografic, energia disponibilă va fi în funcție de altitudine și poziția nivelului de bază, la care se raportează. Înseamnă că în sectorul montan al bazinului hidrografic energia disponibilă este mare, iar entropia este redusă, în timp ce în sectorul de câmpie energia disponibilă este redusă, iar entropia este mare.

Conceptul de sistem geomorfologic este strâns legat de aplicarea Teoriei Generale a Sistemelor în Geomorfologie, așa cum a fost ea formulată de către Bertalanffy (1932). Definit pe scurt un sistem reprezintă un complex de elemente

aflate în interacțiune (Bertalanffy, 1950) sau după cum spunea Bonis (1979) o mulțime de entități, între care există cel puțin o relație. El a fost introdus în Geomorfologie de către Strahler (1950 și 1952a) și consacrat apoi de către Chorley (1962), Chorley și Kennedy (1971), Chorley et al., (1984), Huggett (1985) etc.

Aplicarea acestor noi concepte în Geomorfologie a avut loc pe fondul unui cadru conceptual favorabil, datorat declinului evident al abordării evoluționiste a reliefului. Considerate împreună, evoluționismul și structuralismul au devenit cele două paradigme dominante în Geomorfologie. Prin paradigmă se înțelege totalitatea regulilor, ideilor și modurilor de abordare a cercetării științifice dintr-o anumită perioadă.

Sub aspectul definiției, un sistem geomorfologic este o mulțime structurată de obiecte și/sau atributele lor (Chorley și Kennedy, 1971). Obiectele și atributele sunt reprezentate de componente sau variabile (fenomene care sunt libere să-și asume mărimea) care etalează interrelații cu ele sau cu altele și operează împreună ca un întreg, în acord cu structura (Petrea, 1998).

Ulterior definiția a fost reluată și dezvoltată într-un sens mai concret, prin referirile făcute la funcționalitatea și finalitatea sistemului geomorfologic, care este considerat o structură de procese și forme aflate în interacțiune, care funcționează individual și de comun acord pentru a forma un complex peisagistic (morfolologic) (Chorley et al., 1984). Pentru a exclude suprapunerea de sens a conceptelor de sistem și structură Petrea (1998) a propus următoarea formulare pentru a defini sistemul geomorfologic: „mulțime de entități geomorfologice care etalează relații” (p. 37).

Pornind de la caracteristicile structurale și funcționale pot fi distinse trei tipuri de sisteme geomorfologice: sisteme morfologice, sisteme în cascadă și sisteme proces-răspuns.

Sistemul morfologic este reprezentat de proprietățile sale fizice (geometria, compoziția, rezistența etc.), care exprimându-se ca o mulțime de variabile aflate în interacțiune îi asigură funcționarea (Huggett, 1985). Caracteristicile morfologice sunt considerate răspunsuri la curgerile de energie și masă, care la rândul său pot reprezenta alt sistem sau alte sisteme (Ichim et al., 1989). Dintre sistemele morfologice existente se remarcă: bazinul hidrografic, versantul, albia, țărmul etc. Sistemul morfologic reflectă astfel latura cantitativă a structurii, deoarece este definit de coordonate spațiale specifice morfometriei și morfografiei reliefului; în acest context un sistem morfologic fluvial se remarcă prin determinarea, corelarea și reprezentarea mai multor variabile dintre care se remarcă următoarele variabile: suprafața bazinului, perimetrul bazinului, înălțimea maximă, înălțimea minimă, morfometria rețelei de drenaj, ordinul bazinului, coeficientul de formă, densitatea rețelei de drenaj, panta etc. (Petrea, 1998).

În continuare, spre exemplificare, poate fi menționat și sistemul geomorfologic al unui masiv montan, care este alcătuit din nivelul superior al creștelor și vârfurilor, nivelul mijlociu al versanților și partea inferioară a văilor, unde se află albiile cu

dinamica lor. Diferențele de nivel semnificative dintre partea superioară și inferioară a reliefului determină predominarea suprafețelor înclinate, precum și valori semnificative ale fragmentării verticale a reliefului, ceea ce înseamnă relief montan în stadiul de tinerețe.

Sistemul în cascadă sau curgător (cum îl denumește Strahler în 1980) este perceput ca un traseu interconectat al transportului de materie și energie, împreună cu stocajele pe care le solicită (Huggett, 1985).

Abordate comparativ, sistemul morfologic este cel care redă relațiile dintre forme și variabilele morfologice, în timp ce sistemul în cascadă fluxul de masă (apă și sedimente) și de energie.

Trăsătura definitorie a sistemului în cascadă este că ieșirea din el creează condiții pentru intrarea în sistemul următor, realizându-se astfel o scurgere de substanță și energie între sisteme sau subsisteme. În cadrul sistemului următor, acțiunea unui regulator poate determina ca o parte din aceasta să fie stocată sau să creeze o nouă ieșire (Ichim et al., 1989).

Propagarea și stocarea fluxurilor este controlată de către diferențele de potențial existente între zonele de intrare și ieșire, cele prin care sistemele cascade comunică cu sistemele morfologice (care în mod obișnuit au rol de regulatori) sau cu alte cascade (Petrea, 1998).

Raportat la dinamica sedimentelor se remarcă următoarele: cascada depozitelor de versant, cascada albiilor de râu, cascada văii glaciare etc. (Ichim et al., 1989; Petrea, 1998).

Sistemele geomorfologice, așa cum au fost ele prezentate, fac parte din categoria sistemelor dinamice neliniare (Thornes, 1981; Phillips, 1992), ceea ce înseamnă că nu există uniformitate între o intrare și o ieșire, respectiv între intrările și ieșirile de materie și energie din sistem. Ele sunt caracterizate de următoarele proprietăți: evoluția lor poate urma mai multe traiectorii, raportat la starea de echilibru, nefiind vorba de o simplă relație directă de tip cauză – efect (intrare - ieșire); ele sunt structuri disipative, energia fiind disipată pentru menținerea stării de ordine departe de echilibru, ceea ce asigură caracterul ireversibil al proceselor; evoluția lor este caracterizată de discontinuități de tipul bifurcațiilor; au o complexitate de tip determinist, exprimată prin proprietatea denumită haos (Phillips, 1992).

Este vorba de o comportare neregulată, aparent aleatorie, chiar deterministă datorită asocierii neliniare a unor sisteme simple; haosul caracteristic sistemelor geomorfologice se distinge de aleatoriu, deoarece comportarea dezordonată este senzitivă la condițiile inițiale; comportarea haotică are la origine fenomene simple, a căror acumulare amplifică o asemenea comportare (Rădoane et al., 2000).

Cercetarea cu succes a sistemelor geomorfologice, în vederea cunoașterii reliefului pe baza acestui concept, trebuie să țină cont de scara de timp și spațiu;

cerința utilizării unei scări adecvate rezidă din necesitatea identificării funcției sistemului la anumite niveluri de rezoluție (Ichim et al., 1989).

În opinia lui Strahler (1980) sistemul geomorfologic este unul de tip proces – răspuns sau proces – formă, el exprimând relațiile dintre forme și procese, ca o interacțiune realizată pe două căi: procesele geomorfologice alterează formele de relief, iar acestea o dată schimbate, modifică procesele. O astfel de interdependență este cea care ramifică posibilitățile de evoluție a morfologiei (Petrea, 1998).

Sistemul de tip proces – răspuns are la bază legăturile care se formează între un sistem morfologic și un sistem de tip cascadă, pe fondul intervenției unuia sau mai multor regulatori. Astfel definit el se dovedește efectele juxtapunerii și interacțiunii dintre sistemele morfologice și cele în cascadă. Considerate separat, cele două tipuri de sisteme, sunt doar decupaje metodologice, întrucât ele redau doar aspecte parțiale ale reliefului (sistemele morfologice redau doar relațiile spațiale dintre forme și variabilele morfologice, în timp ce sistemele proces răspuns fluxurile de substanță – apă sau aer plus sedimente – și energie) (Josan et al., 1996).

Pornind de la un astfel de scenariu sistemul proces-răspuns se constituie prin sinteza celor două și „*reprezintă relieful rezultat prin desăvârșirea neconținută a relațiilor dintre structurile morfologice și cele energetice*” (Petrea, 1998, p. 54). Ajuns în plenitudinea sa structurală și funcțională, el este desemnat și prin termenii de sistem geomorfologic, geomorfosistem sau sistem geomorfic (Josan et al., 1996; Petrea, 1998).

Un sistem de tip proces-răspuns funcționează pe baza interacțiunii dintre procese și forme, în sensul că procesele alterează formele, iar formele, o dată modificate, alterează procesele. În consecință are loc o continuă redefinire a relațiilor dintre morfologie și cascada energetică, fapt posibil deoarece sistemele geomorfologice sunt din categoria celor cibernetice de tip disipativ (Prigogine și Nicolis, 1977), care au cel puțin o intrare și o ieșire, adică pot sintetiza un răspuns complex de tip feedback sau conexiune inversă (retroacțiune). Sistemele disipative, fiind sisteme deschise (cibernetice), folosesc o sursă externă de energie, cu scopul revitalizării structurilor interne, preîntâmpinând astfel procesele naturale de epuizare și destructurare datorate conversiei naturale a energiei în entropie (Prigogine și Nicolis, 1977). Analizată sub aspect etimologic entropia provine de la grecescul *entropus* = involuție, întoarcere la haos, fiind mărimea care exprimă raportul dintre energia disponibilă și energia consumată de un sistem, pe parcursul evoluției sale. În acest context, evoluția sistemelor disipative contravine principiului al II-lea al termodinamicii, care indică degradarea progresivă a energiei și acumularea entropiei, ele disipând entropia, prin reglare și autoreglare (funcționare), în exterior și acumulând energia externă în propriile structuri, autoorganizându-se astfel la un nivel entropic cât mai scăzut (Josan et al., 1996).

În identificarea acestora trebuie să ținem seama de următoarele: procesele dintr-un sistem fundamental controlate de mărimea și frecvența intrărilor în cascade; buclele de feedback acționează atât în crearea unui echilibru între variabilele sistemului

morfologic, cât și a stării staționare în cascadă de tip steady state (stare echilibrată); schimbările progresive ale sistemului pot avea loc dacă sunt schimbări ale intrărilor sau dacă are loc o degradare a stării interne a sistemului (Ichim et al., 2000).

Sub aspect metodologic mai trebuie reținut că sistemul, indiferent de natura sa, este un înlocuitor al realității investigate (Petrea, 1998). În aceste circumstanțe sistemul geomorfologic devine un instrument metodologic el reprezentând calea pe care o urmează cercetătorul pentru a depăși aparențele peisajului geomorfologic și pentru a înțelege condițiile funcționării acestuia. Altfel spus sistemul geomorfologic „nu conține formele de relief în sine – versanți, albie, interfluvii, depresiuni, munți etc. – oricât de simple sau de complexe ar fi acestea, ci constituie o reflectare a realității, mai mult sau mai puțin obiectivă, în funcție de judecățile, etaloanele și simțurile subiectului” (Petrea, 1998, p. 39).

Sistemele geomorfologice fiind din categoria celor de tip proces-răspuns presupun prezența conexiunii inverse (feedback sau retroacțiune) – ca urmare a comenzii generate de un anumit component. Buclele de feedback exprimă legăturile stabilite între cascadă și morfologie, acționând în sensul atingerii unui echilibru între morfologie și procese. În cazul unei astfel de conexiuni sensul influenței este dinspre ieșiri spre intrări (fig. 4. 4).

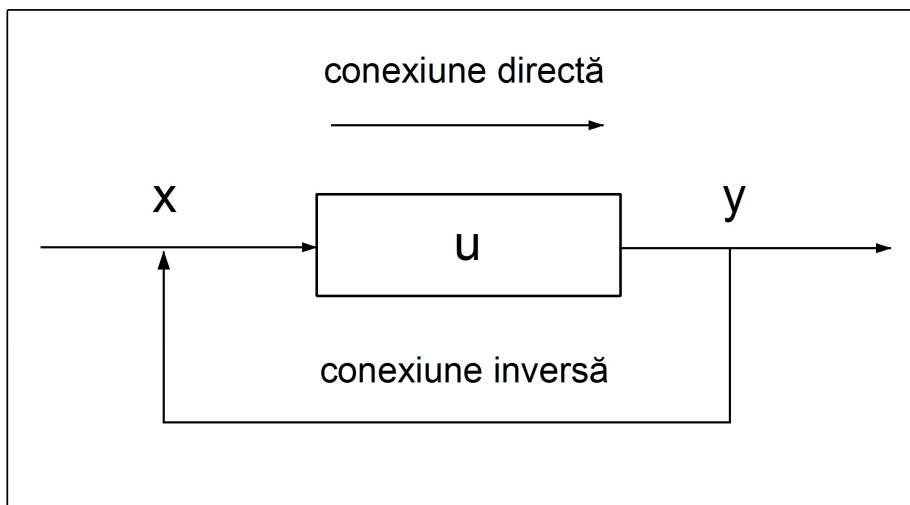


Fig. 4. 4. Conexiuni în sistem; x – intrări; y – ieșiri; u – stare (Petrea, 2005, p. 198)

Relațiile instituite modifică mărimea intrărilor, se așa natură încât, între intrări și ieșiri să se păstreze un echilibru susceptibil să ajusteze starea sistemului cu scopul menținerii sale la un nivel cât mai apropiat de o stare medie de referință de tipul echilibrului relativ, asimilată cu obiectivele sistemului (Petrea, 2005). Pornind de la efectele generate, semnul relației de tip feedback poate fi pozitiv sau negativ.

Feedback-ul pozitiv are loc dacă mărimea ieșirilor este de natură să amplifice sau să diminueze mărimea intrărilor, în sens contrar necesităților de echilibru intern ale sistemului, aspect care determină schimbări ireversibile (Petrea, 2005). În cazul feedback-ului pozitiv buclele se autosting progresiv: pe un versant scăderea capacității de infiltrație determină creșterea scurgerii în suprafață, ceea ce va determina intensificarea eroziunii, soldată în cele din urmă cu îndepărtarea orizonturilor permeabile ale solului și, deci, cu diminuarea și mai tare a capacității de infiltrație; se ajunge în final ca legătura între eroziune și infiltrație să dispară, iar bucla de feedback (pozitiv) să se distrugă (Mac, 1996).

Feedback-ul negativ se produce dacă modificarea operată asupra intrărilor este benefică pentru menținerea stabilității sistemului (Petrea, 2005).

Feedback-ul negativ, comparativ cu cel pozitiv, este mult mai esențial pentru funcționarea unui sistem proces-răspuns, deoarece determină autoreglarea, adică atingerea unei stări de echilibru, în urma modificării din intrarea cascadei: creșterea eroziunii în albie determină creșterea unghiului versanților de pe o parte și alta a văii, accelerând procesele geomorfologice de pe suprafața acestora, fapt soldat cu creșterea producției de materiale depuse la bază și în albie, aspect care în final determină încetinirea eroziunii din albie (Mac, 1996). Conform aceleiași surse, un alt exemplu de feedback negativ se manifestă și în evoluția versanților, când la o creștere a umidității peste limitele normale, pe fondul prezenței argilelor și a unei valori favorabile ale pantei, se declanșează o alunecări de teren; evoluția în continuare a versanților cu echilibrul și profilul deranjat se îndreaptă spre îndepărtarea acestor asperități apărute în profil, pentru a atinge din nou starea de echilibru.

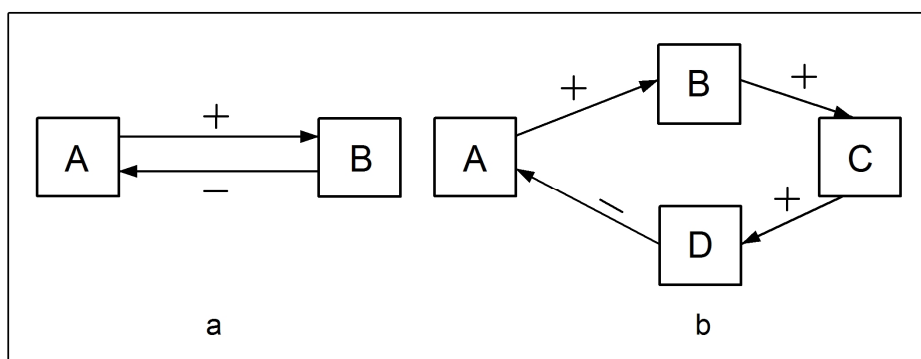


Fig. 4. 5. Relații de feedback direct și feedback înlănțuit (Petrea, 2005, p. 199)

Alături de conexiunea inversă în comportamentul sistemelor este prezentă și conexiunea directă văzută ca rezultat al interacțiunii componentelor și transmisă prin intermediul unei acțiuni dinspre intrări spre ieșiri (Petrea, 1998; Petrea, 2005). În funcție de modul de propagare al mărimilor de transformare, raportat la numărul

verigilor interconectate, alături de relațiile de feedback direct pot fi identificate și relații de feedback înlănțuit (fig. 4. 5), care se dovedesc esențiale în procesele de autoreglare funcțională (Petrea, 2005).

Comportamente de genul celor indicate evidențiază că sistemele geomorfologice sunt din categoria celor deschise, care se folosesc de rezultatele perioadei trecute pentru evoluția ulterioară, (Rădoane et al., 2000).

Prin intermediul acestor acțiuni și retroacțiuni sistemele geomorfologice evoluează evidențiindu-și două funcții definitorii: autoreglarea și reglarea. Prima este funcția antientropică a sistemului față de perturbațiile interne, în timp ce a doua reprezintă reacția antientropică a sistemului față de perturbațiile externe (Petrea, 1998).

Unul dintre sistemele geomorfologice, cel mai ușor de identificat, este sistemul fluvial. În cazul acestuia cumpăna de ape sau limitele bazinului hidrografic delimitează atât sistemul morfologic (interfluvii, versanți, terase, albiei etc.) cât și sistemul în cascadă (fluxurile de energie de tipul apei și sedimentelor care se scurg din amonte în aval). Considerate împreună cele două sisteme alcătuiesc sistemul proces-răspuns, în cazul de față sistemul geomorfologic fluvial, reprezentat de răspunsul substratului geologic la deplasarea fluxurilor de energie. În funcție de valoarea raportului dintre eroziune, transport și acumulare sistemul geomorfologic fluvial prezintă trei zone (cu rol de subsisteme): zona I sau a drenajului (în cadrul ei se produc majoritatea aluviunilor, ceea ce nu exclude totuși acumularea), zona a II-a (a transferului de apă și sedimente) și zona a III-a (în care predominantă este acumularea) (Schumm, 1977). Eroziunea, transportul și acumularea, care sunt dominante într-una din zone sunt reglate și autoreglate de raporturile care se stabilesc între variabilele, morfologice și hidrologice, care intervin: timpul, relieful inițial, geologia (litologie și structură), climatul, vegetația, volumul reliefului situat mai sus de nivelul de bază, hidrologia (scurgerea și producția de sedimente pe unitatea de suprafață în zona I), morfologia rețelei de drenaj, morfologia versanților, hidrologia (debitul solid și lichid în zona a II-a și a III-a) și sistemul morfologic de acumulare și caracteristicile depozitelor din zona a III-a (Schumm și Lichty, 1965).

Astfel considerată o variabilă este orice proprietate (formă, rată de schimbare etc.) a sistemului; o variabilă poate fi independentă (dacă își asumă un anumit set stabil de valori) sau dependentă (dacă valoarea sa este influențată de alte variabile). Dintre variabile enumerate anterior, primele patru (timpul, geologia, relieful și climatul) sunt considerate independente, iar celelalte dependente deoarece suferă influențe considerabile din partea celorlalte. De exemplu: vegetația depinde de litologie, sol și climat; volumul reliefului, situat mai sus de nivelul de bază, este determinat, de primele cinci variabile și influențează scurgerea și producția de aluviuni pe unitatea de suprafață a bazinului de drenaj; aceasta la rândul ei acționând asupra solului și rocilor, conduce la o morfologie specifică a rețelei de drenaj (densitate, forma albiei, panta și tipul de rețea hidrografică) și a morfologiei versantului (declivitatea, lungimea și forma

în profil); toate acestea influențează cascadele scurgerii apei și sedimentelor din zona I, care la rândul lor vor influența morfologia albiei și tipul depozitelor din zonele II și III (Schumm și Lichty, 1965; Schumm, 1977).

Complexitatea evoluției unui astfel de sistem rezidă din faptul că fiecare variabilă deține un rol bine definit, cu precizarea că rolul ei se amplifică pe măsură ce lanțul cauzal, specific ei, este mai lung. Din această cauză cele mai evidente modificări, cu efect morfologic, au loc în cazul unor schimbări ale variabilelor de control independente, cum sunt tectonica și climatul, care nu fac altceva decât să controleze nivelul de bază și cantitatea de apă intrată în sistem, sub formă de precipitații. De exemplu, coborârea nivelului de bază determină accentuarea eroziunii, care propagându-se dinspre zona III spre zona I, conduce la reîntinerirea reliefului, sporirea densității drenajului, adâncirea albiilor, sculptarea teraselor, creșterea acumulării în zona III etc.; ridicarea nivelului de bază are drept efect reducerea declivității profilului longitudinal al albiei, reducerea vitezei de scurgere, accentuarea acumulării etc.

Pentru a exprima viteza cu care schimbarea intrărilor influențează modificarea proceselor și formelor de relief s-a introdus noțiunea de timp de relaxare a sistemului (Melton, 1958). Cu toate acestea, aceeași schimbare rapidă, a cantității de energie disponibilă în sistem, nu va avea același efect peste tot; de exemplu un debit catastrofal, de scurtă durată, va avea efecte rapide în ajustarea albiei, dar nu va influența în mod hotărâtor creșterea densității de drenaj prin intermediul afluenților de ordinul I (în sistemul Horton-Strahler).

Cu scopul elucidării și înțelegerii acestor diferențe de răspuns s-a mai introdus o noțiune, și anume cea de senzitivitate a morfologiei, considerată ca raport între intervalul de revenire și timpul de relaxare (Brunsen și Thornes, 1979). De pildă, albiile sculptate în roci dure, au senzitivitate geomorfologică scăzută, și ca urmare prezintă durate lungi ale timpului de relaxare; comparativ cu acestea albiile formate în roci friabile, a căror morfologie se schimbă rapid (chiar și la variații reduse ale debitului), au o senzitivitate ridicată și au nevoie de intervale scurte pentru a reveni la o stare apropiată de cea inițială (Brundsen, 2001).

Conceptul de holon și holarhie. Definițiile date sistemului geomorfologic sunt generale și nu includ criterii riguroase de ierarhizare (Ichim et al., 1989). Pentru a soluționa această problemă au fost introduse noțiunile de holon și holarhie (Koestler, 1967; Lazlo, 1972; Haigh, 1985, 1987 etc.).

Holonul este văzut ca un sistem care se comportă simultan ca sistem și subsistem. El reprezintă un subîntreg stabil dintr-o ierarhie, un sistem deschis ajustabil, guvernat de o serie de legi care-i asigură coerență, stabilitate, structură și funcționare, având posibilitatea adaptării la mediu (Ichim et al., 1989). De exemplu un versant poate fi considerat atât subsistem al bazinului unei văi, cât și sistem alcătuit din mai multe subsisteme (subsistemul alunecărilor de teren, subsistemul glaciului de la baza

lui etc.). Holonul are două tipuri de relații: a) cu întregul de ordin superior în care este integrat, dar care îi restrânge activitatea; b) cu părțile din care este alcătuit.

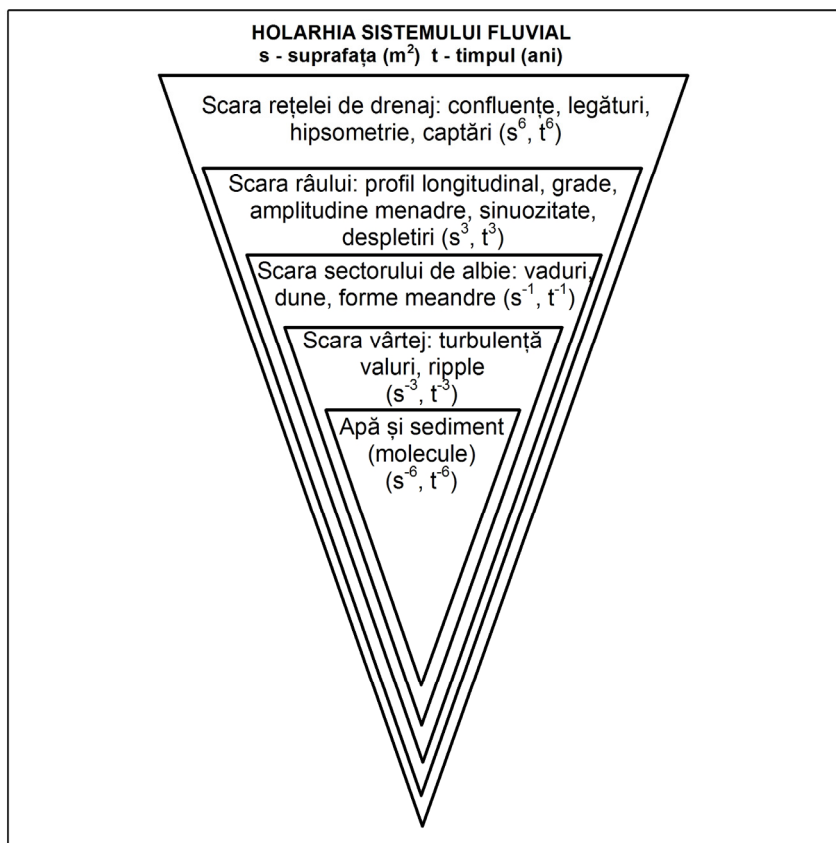


Fig. 4. 6. Holarhia fluvială (Haigh, 1987, citat de Ichim et al., 1989, p. 22)

Holarhia exprimă maniera de asociere și ordonare a holonilor într-o rețea ierarhică (Petrea, 1998). Ea este consecința manifestării simultane a trăsăturilor reprezentative, invariante, ale sistemelor: caracterul structurat și unitar, identitatea, autoorganizarea și ierarhizarea (Petrea, 1998).

Conform acestor concepte fiecare sistem geomorfologic este văzut atât ca întreg, cu subsisteme, cât și ca parte a unui sistem superior, în cadrul căruia el are rol de subsistem.

Raportat la relief ierarhia prezintă numeroase fațete: ierarhia morfologică, ierarhia proceselor, ierarhia temporală, ierarhia cauzală etc. (Petrea, 1998).

Formele de relief sau asociațiile morfologice existente pe suprafața Terrei nu există și nu funcționează individual sau izolat ci integrat pornind de la nivelurile inferioare (ravene, torenți, versanți, văi, depresiuni etc.) până la cele majore (Petrea,

1998), reprezentate de: conuri vulcanice, lanțuri montane, continente, bazine oceanice, plăci litosferice etc., constituind o ierarhie.

O astfel de ierarhizare este utilizată cu succes în următoarele domenii ale Geomorfologiei: în clasificarea formelor de relief și sinteza suprafețelor (Isachenko, 1973; Lieberman, 1984); ierarhizarea rețelei de drenaj (Horton, 1945), studiul reliefului ca ierarhie temporală (Schumm și Lichty, 1965), ierarhizarea sistemului fluvial (Haigh, 1987) (fig. 4. 6).

Conceptul de prag geomorfologic cu toate că a fost introdus în știință de către Brunet (1968), în studiul reliefului a fost consacrat de către Schumm (1973, 1977, 1979, 1985 etc.).

Inițial, în 1973, acesta a afirmat că pragul reprezintă o zonă critică în care are loc schimbarea abruptă a sistemului de la o stare la alta.

Ulterior, în 1979, a extins și nuanțat definiția afirmând că un prag geomorfologic este un prag de stabilitate a formelor de relief care este depășit fie prin schimbări intrinsece ale reliefului, fie prin schimbări progresive ale unei variabile externe. Indiferent de formulare rămâne ideea centrală și anume aceea de schimbare abruptă a sistemului la prag.

O altă definiție des întâlnită este cea care afirmă că pragul geomorfologic este starea mai sus de care operează un set de procese, iar mai jos alt set de procese, el fiind echivalentul unui feedback pozitiv (King, 1980, citat de Petrea, 1998). De asemenea, pragul geomorfologic este definit ca fiind „*punctul sau limita care marchează simultan, atât plafonarea sau precipitarea unei serii de procese cumulative, cât și debutul unei noi serii evolutive, distinctă de cea anterioară, ca urmare a saltului produs în regimul de manifestare al proceselor care o structurează*” (Petrea, 1998, p. 18-19). Acesta demonstrează că pragul geomorfologic este o categorie duală, care asigură ordonarea și integrarea entităților sistemului, precum și restructurarea nivelurilor subordonate, insuficient adaptate la dinamica sistemului (Schumm, 1973 și 1979). Prin astfel de formulări se arată indirect rolul valorilor critice în dinamica reliefului.

Astfel definit pragul implică stabilitatea și schimbarea, ele obiectivându-se reciproc pe scara timpului: stabilitatea este condiția premergătoare schimbării, la fel cum schimbarea reprezintă calea restabilirii și edificării stabilității (Petrea, 1998).

Conform lui Schumm (1973, 1977, 1979, 1985 etc.) pot fi distinse două tipuri de praguri geomorfologice, pornind de la criteriul relației cauză-efect: intrinseci (schimbările apar datorită unor variabile interne, cum ar fi variația vitezei critice care separă transportul și acumularea unor aluviuni fluviale, caracterizate de o anumită dimensiune și greutate) și extrinseci (variabilele externe, de tipul climatului sau al nivelului de bază, sunt cele care determină schimbări). De asemenea, raportat la efectele trecerii pragului asupra sistemului, pragurile pot fi considerate tranziente (traversarea lor determină schimbarea radicală a sistemului) și netranziente (trecerea lui admite revenirea

sistemului la o condiție echivalentă, dar nu identică cu cea anterioară) (Schumm, 1973, 1977, 1979, 1985 etc.) (fig. 4. 7). De exemplu, eroziunea fluvială poate determina adâncirea considerabilă a albiei și modificarea morfologiei acesteia (prag netranzient), dar în același timp poate conduce la o autocaptare de meandru (prag tranzient).

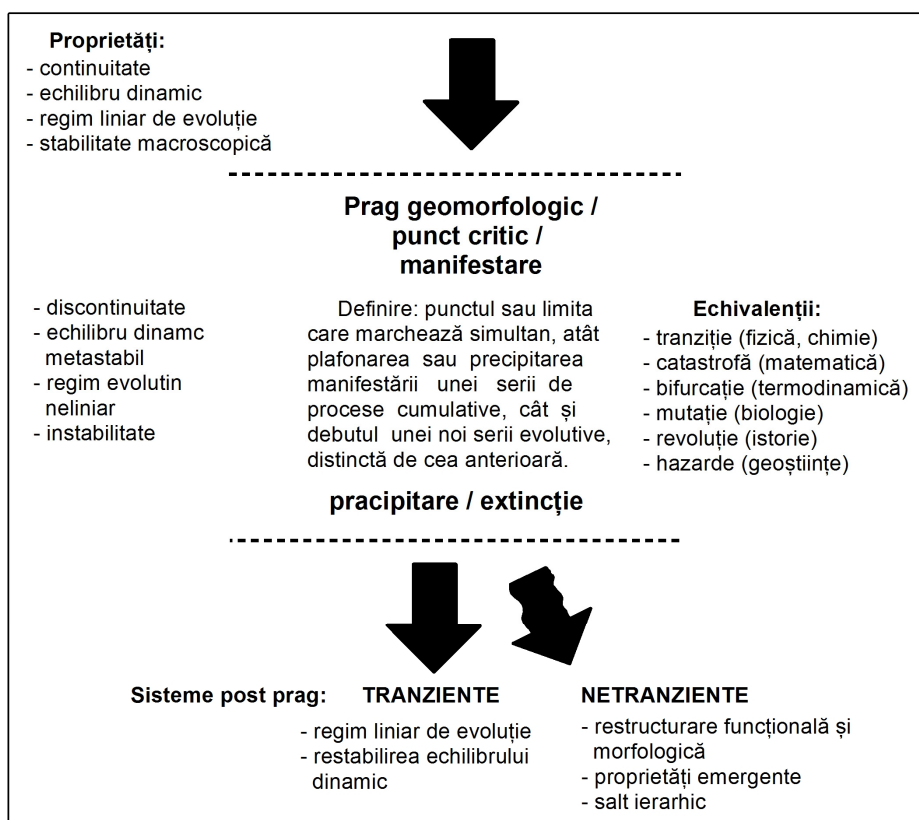


Fig. 4. 7. Conceptul de prag și direcțiile posibile de evoluție în faza post-prag (Petrea, 1998, p. 193)

Pragurile reprezintă astfel veritabile forme de rezistență ale sistemelor geomorfologice împotriva proceselor de destructurare, care se amplifică în strânsă corelație cu creșterea entropiei (Petrea, 1998).

Geomorfologic vorbind manifestarea pragurilor apare atât în desfășurarea proceselor morfogenetice cât și în evoluția formelor de relief. De cele mai multe ori astfel de situații se juxtapun și sunt în relații strânse (Ichim et al., 1989). Se ajunge ca în urma schimbării intensității proceselor, să rezulte morfologii noi, care la rândul lor, pot reprezenta praguri pentru manifestarea în continuare a proceselor.

Traversarea unui prag are loc în condițiile în care mărimea forțelor de rezistență, care asigură menținerea sistemului într-o stare staționară, sunt depășite de

cea a forțelor care acționează pentru realizarea schimbării și apoi are loc trecerea sistemului într-o nouă stare staționară (Petrea, 1998). În continuare autorul citat notează că traversarea pragului semnifică faptul că presiunea exercitată asupra sistemului, sub aspectul intrărilor, este atât de mare încât este alterată capacitatea mecanismelor de feedback negativ de a disipa surplusul energetic. Se ajunge astfel la suprasolicitarea unor segmente de labilitate structurală a sistemului, în cadrul cărora curgerile energetice se amplifică tot mai mult, prin intermediul buclelor de feedback pozitiv până la un nivel în care regimul de evoluție liniar va trece într-unul neliniar, moment care corespunde cu traversarea efectivă a pragului (Petrea, 1998). Sub aspect geomorfologic traversarea pragului este reflectată de schimbarea morfologiei: bucle de meandru părăsite, cornișe de desprindere, maluri surpate, coturi de captare, fragmentarea suprafeței versantului de către ravene etc.

De exemplu, în cazul unei alpii meandrate, se poate ajunge la autocaptarea unui meandru, datorită variației debitelor lichide și solide. Scăderea valorii coeficientului de meandrare, pe fondul reducerii valorii coeficientului de meandrare poate determina întoarcerea râului la o stare care poate asigura optimizarea relației dintre transport și gradientul în creștere al albiei (Petrea, 1998). Raportat la scara timpului prezent răspunsul râului la autocaptare se concretizează la nivelul majorității variabilelor implicate în procesele de ajustate, atât sub aspect geomorfologic (morfologia și adâncimea albiei, raza curburii etc.), cât și hidraulic (panta de curgere a apei, viteză, debit solid și lichid etc.). Se ajunge astfel ca autocaptarea meandrului, prin scurtarea cursului râului, să atragă după sine creșterea gradientului albiei și implicit creșterea vitezei apei și a debitului de aluviuni transportate. În aval de locul autocaptării are loc depunerea excesului de aluviuni transportate, fapt care determină diminuarea gradientului pantei și implicit a vitezei apei, pe fondul supraînălțării patului aluvial. Efectul unor astfel de schimbări, poate determina în timp formarea unei alpii împletite (Petrea, 1998). Conform autorului citat, menținerea procesului de supraînălțare poate determina la rândul său, o cotă limită, dincolo de care are loc reorientarea spațială a scurgerii și reîntoarcerea râului la condiția de meandrare. În acest exemplu tipurile de alpii datorate variației raportului dintre scurgere și pantă, sunt rezultatul traversării unor praguri de către sistemul geomorfologic reprezentat de albie.

Situații asemănătoare de traversare a unor praguri pot fi identificate și la nivelul versanților, când depășirea unei anumite valori de saturație cu apă a argilei marchează trecerea de la starea solidă, la cea semiplastică, plastică sau semifluidă, care au potențialul de a determina producerea unei alunecări de teren. Realizarea ei presupune un prag declanșator, influențat și el, de plasarea planului de alunecare peste valoarea unghiului echivalent pantei limită de stabilitate a versantului, ceea ce va determina atingerea unei valori critice a greutateii masei, prin supraîncărcare și suprasaturației în apă (Josan et al., 1996).

Manifestarea pragurilor a presupus desfășurarea unei serii de tranziții, de la o stare la alta, într-o manieră reversibilă sau nereversibilă (Petrea, 1998).

În manifestarea duală a unui prag se obiectivează deopotrivă stabilitatea și schimbarea sistemelor, ele fiind funcții ale regimului, de tip liniar sau neliniar, ce caracterizează tipul de evoluție la un moment dat (Petrea, 1998).

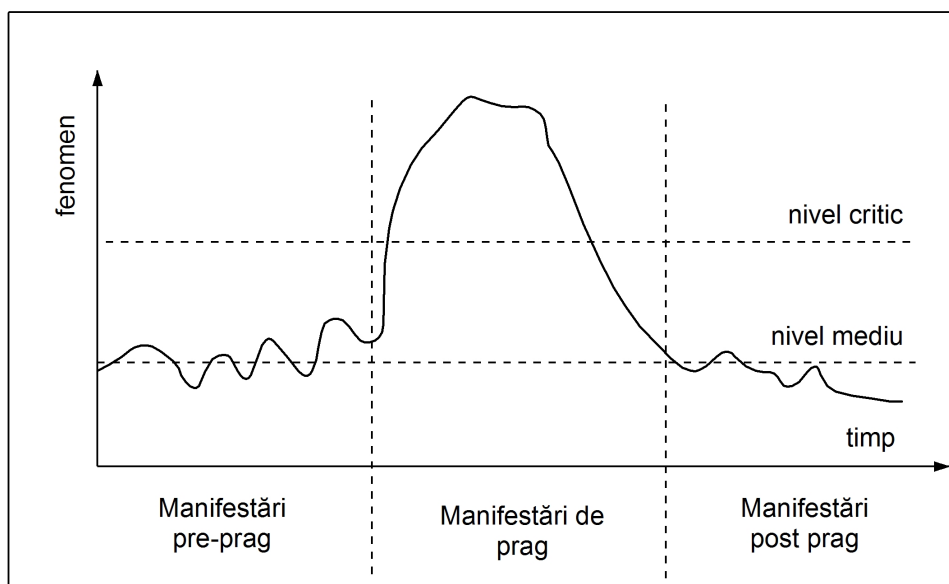


Fig. 4. 8. Manifestările pragurilor geomorfologice (Petrea, 1998, p. 182)

Trecerea peste un prag poate fi datorată atât unor cauze interne a formei de relief, cât și a intervenției din exteriorul acesteia.

Raportat la relației dintre stările sistemului geomorfologic ante și post-prag (fig. 4. 8), pragurile pot fi tranziente (înseamnă că starea post prag este nouă) sau netranziente (sistemul revine la starea anterioară depășirii pragului sau se apropie de aceasta, fără a fi vorba însă de procese reversibile). Distincția între cele două tipuri de praguri este foarte importantă pentru înțelegerea comportării reliefului suprafeței terestre.

În utilizarea acestui concept s-a pus și problema dimensiunii schimbării, ca acesta să fie considerată prag. Coates și Vitek (1980) au propus termenul de raport de prag, ca expresie a relației dintre forțele care doresc schimbarea și cele care se opun acesteia. Când valoarea raportului este mai mare de 1 se consideră că pragul a fost trecut.

Existența și depășirea pragurilor a fost considerată o formă a asigurării ordinului sistemului geomorfologic, prin intermediul fluctuațiilor, pragurile fiind astfel analogi ai structurilor disipative în evoluția reliefului (Ichim et al., 1989).

Sub aspect termodinamic pragurile reprezintă puncte de bifurcație, care pe măsură ce sunt depășite antrenează sistemul spre noi praguri. În același timp bifurcațiile presupun reacții deterministice și posibilitatea ca sistemul să traverseze mai multe stări, fapt care reflectă dimensiunea evolutivă a sistemului (Ichim et al., 1989).

Acest concept permite înțelegerea profundă a stărilor de echilibru, separate de perioade de instabilitate, denumite praguri, întâlnite pe parcursul procesului de evoluție.

Din aceste considerente, cel mai important efect în sistemele geomorfologice este efectul de prag. El fiind o schimbare bruscă a comportamentului sistemului, determină caracterul de proces-răspuns al acestuia.

Conceptul de prag geomorfologic a fost promovat de Schumm (1973) ca posibilitate de explicare a dihotomiei aparente existente între evoluția reliefului în timp scurt și cea în timp lung, adică dinamica reliefului. A fost posibilă astfel stabilirea unei punți de legătură între Teoria ciclurilor de eroziune a lui Davis (1899) și Teoria echilibrului dinamic al lui Hack (1960).

Conceptul de răspuns complex al sistemului geomorfologic, la perturbațiile venite din afara lui, a fost definit tot de către Schumm (1973). Se referă la faptul că un eveniment, care afectează un sistem geomorfologic, poate determina în aceleași condiții, după cum am menționat și la conceptul anterior, procese geomorfologice opuse, adică de eroziune și acumulare.

Experimentele realizate în laborator au evidențiat că eroziunea și acumularea episodică pot avea loc în condiții relativ constante de curgere, lucru care se poate extrapola și în analiza modelelor evolutive ale reliefului în raport cu tendința spre echilibru dinamic (Schumm, 1977).

Referitor la răspunsul complex al sistemului trebuie reținut că acesta este organizat de o asemenea manieră încât o modificare are disponibilitatea de produce ajustări și între celelalte variabile care îl compun. De exemplu, mișcările de ridicare tectonică determină inevitabil accelerarea eroziunii, însă aceasta schimbă regimul transportului de debit solid, care la rândul său schimbă regimul depunerilor în sistem, încât aceeași cauză declanșează procese opuse, respectiv eroziune și acumulare (Rădoane et al., 2000).

Conceptul de scară a început să fie tot mai frecvent utilizat în Geomorfologie, începând cu a doua parte a secolului al XX-lea. El are în atenție două elemente: timpul și spațiul, a căror cunoaștere este esențială în aprecierea și evaluarea reliefului. Legat de acestea este scara la care se face analiza.

De pildă, noțiunea de versant se folosește atât pentru desemnarea morfologiei unei văi torențiale, a unei văi mai mari sau a unui lanț montan, cum este în cazul versantului estic al Carpaților Orientali (Rădoane et al., 2000). Conform autorilor citați, procesele morfogenetice care generează forme de relief, operează în egală măsură independent de mărimea formelor.

Inclusiv cele două direcții din Geomorfologie, istorică și funcțională, au la bază extensiunea spațio-temporală, a proceselor geomorfologice și a formelor de relief, așa cum se va detalia în continuare.

Importanța scării la care se realizează studiile provine din faptul că spațiul și timpul nu sunt structuri pasive, în cadrul cărora se desfășoară procesele geomorfologice, ci dimpotrivă ele reflectă și determină selecția cauzelor și efectelor, a schimbărilor și a echilibrului etc. (Josan, et al., 1996). De asemenea, conform autorilor citați, în funcție de scară și de rezoluția ei vor fi și raporturile de interdependență și dominanță între variabile, deoarece rolul lor în relația cauză-efect trebuie asumat în mod diferit, iar drept consecință, diferențierea problemelor implică adaptarea corespunzătoare a demersurilor explicative (extrapolarea rezultatelor obținute în urma studiilor efectuate la diferite scări implică mult mai mult decât simplă corecție a coordonatelor spațio-temporale).

Conceptul de timp și de scară a timpului a fost consfințit în Geomorfologie de către Schumm și Lichty (1965). La consacrarea lui a contribuit și aplicarea Teoriei Generale a Sistemelor, care și-a găsit o aplicabilitate adecvată în acest domeniu. Pornind de la observațiile efectuate asupra proceselor morfogenetice din albiile râurilor, au fost propuse trei unități principale de timp geomorfologic (Schumm și Lichty, 1965) (fig. 4. 9):

- *timpul ciclic* – se referă la perioadele majore, de extensiune geologică, măsurate în milioane de ani, motiv pentru care se pretează la analiza unor suprafețe extinse ale scoarței terestre, care sunt afectate de schimbări morfogenetice lente, cumulative; convențional lungimea lui este de 1.000.000 de ani și semnifică durata realizării unui ciclu de eroziune;

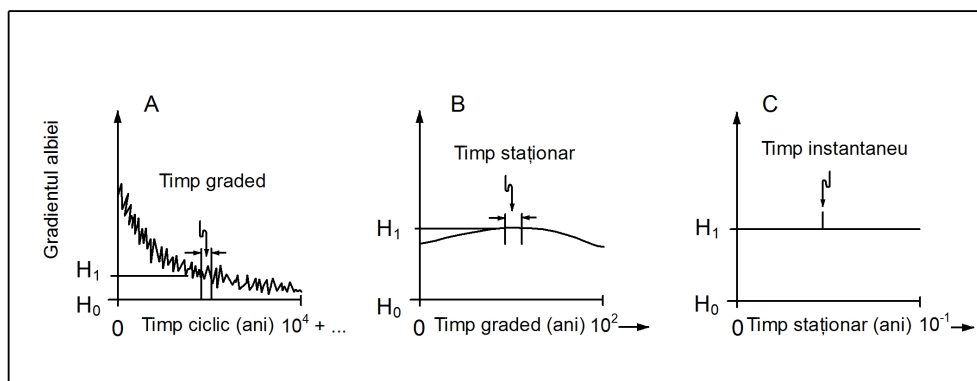


Fig. 4. 9. Schimbarea gradientului unei albi de râu într-un punct raportat la timpul ciclic, graded și staționar (Schumm și Lichty, 1965, citați de Ichim et al., 1989, p. 38)

- *timpul graded* sau *de echilibru dinamic* constituie doar o secvență din timpul ciclic, suficientă pentru a se ajunge la starea de echilibru dinamic, în geneza și evoluția

reliefului; în cuprinsul acestuia, de exemplu, un sistem geomorfologic fluvial este supus unor ajustări continue între variabile, îndeosebi prin intermediul buclilor de tip feedback negativ; convențional se consideră că are o durată de 1.000 de ani;

- *timpul staționar* (steady time) este cea mai scurtă unitate de timp în care poate exista o stare staționară, caracterizată de păstrarea unor raporturi constante între variabilele sistemului; aceasta înseamnă că procesele pot fi considerate staționare, raportat la rata producerii; are durata cuprinsă între o zi și cel mult un an și se referă la morfodinamică produsă pe suprafețe restrânse, de tipul sectoarelor de râu și a unităților morfologice și funcționale de versant.

Aceste unități temporale pot fi abordate holarhic alcătuind ceea ce este cunoscut ca Holarhia timpului (fig. 4. 10), așa cum a fost ea propusă de Haigh (1987).

Tabelul 4. 1. Statutul variabilelor în perioade de timp determinate
(Schumm și Lichty, 1965, citați de Petrea, 1998, p. 106)

Variabile ce caracterizează râurile	Statutul variabilelor în perioade de timp determinate		
	Geologic (ciclic)	Modern (graded)	Prezent (staționar)
1. Timpul	Independent	Nerelevant	Nerelevant
2. Geologia (litologie și structură)	Independent	Independent	Nerelevant
3. Climatul	Independent	Independent	Independent
4. Vegetația (tip și densitate)	Dependent	Independent	Independent
5. Relief	Dependent	Independent	Independent
6. Paleohidrologia (variația în timp lung a debitelor lichide și solide)	Dependent	Independent	Independent
7. Dimensiunea văii (lățime, adâncime, pantă)	Dependent	Independent	Independent
8. Debitul mediu de apă și aluviuni	Nedeterminat	Independent	Independent
9. Morfologia albiei (lățime, adâncime, pantă, formă și tip)	Nedeterminat	Dependent	Independent
10. Debit măsurat de apă și aluviuni	Nedeterminat	Nedeterminat	Dependent
11. Caracteristicile scurgerii (adâncime, viteză, turbulență etc.)	Nedeterminat	Nedeterminat	Dependent

Utilizarea unei scări temporale, de tipul celei prezentate, permite definirea statutului variabilelor implicate în morfogeneză (tabelul 4. 1). Din urmărirea lui devine evident că fiecare cauză poate fi efect și fiecare efect poate deveni cauză, raportat la unitatea de timp utilizată, în studierea formelor de relief. De exemplu, morfologia albiei (lățime, adâncime și pantă) trebuie analizată la nivelul timpului graded, pe când celelalte variabile (de la 2 la 8) exercită influență asupra dimensiunii și tipului de albie, care capătă, în acest context, statut dependent. Dacă ar fi să continui ideea, în timp ciclic (în cazul unui sistem fluvial analizat la nivelul Pleistocenului) doar dimensiunea văii (ca rezultat al debitelor preglaciare) este o variabilă dependentă de celelalte dinaintea ei, pe când debitele solid și lichid, tipul

de albie și caracteristicile scurgerii sunt variabile nerelevante, care se schimbă într-un timp foarte scurt, adică în timp staționar (Josan et al., 1996). Este astfel evident că, o dată cu reducerea scării de timp are loc schimbarea statutului variabilelor, de la nedeterminat și nerelevant, la dependent și independent, în strânsă legătură cu modularea scării spațiale (Schumm și Lichty, 1965).

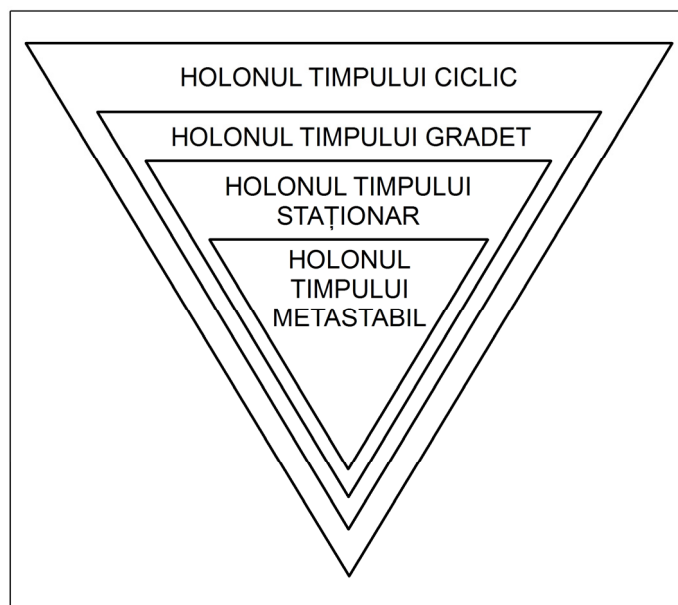


Fig. 4. 10. Holarhia timpului (Haigh, 1987, citat de Petrea, 2005, p. 207)

Alături de unitățile de timp menționate se remarcă și *timpul instantaneu* sau *metastabil*, care constă în perioade foarte scurte de timp relativ (raportat la durata totală de manifestare a sistemului), în care pot avea loc transformări radicale, de tip catastrofal, din cauza fluctuațiilor neliniare ale mărimii intrărilor în sistem (Petrea, 2005), care au ca efect producerea curgerilor noroioase, alunecărilor de teren, prăbușirilor, surpărilor etc.

O dată cu reducerea scării de timp statutul variabilelor se schimbă de la nerelevant, la independent și dependent, pe măsură ce are loc și reducerea scării de spațiu (Schumm și Lichty, 1965). Cu cât dimensiunea formei de relief este mai mică (de exemplu un sector de albie), cu atât procesele și formele minore de albie capătă o mai mare amploare, deoarece își schimbă caracteristicile la un interval mic de timp (Ichim et al., 1989). În sens opus, cu cât forma de relief este mai mare, de exemplu o albie majoră, cu atât formele de relief și depozitele specifice ajung în atenție, ele fiind definitivate în perioade lungi (Schumm și Lichty, 1965).

Principalul avantaj al acestui mod de raportare la timp reiese din faptul că permite analiza reliefului în conformitate cu maniera s-a discretă de manifestare (Petrea, 1998).

Rolul timpului în Geomorfologie poate fi apreciat și în funcție de răspunsul sistemului geomorfologic la schimbarea regimului factorilor de control sau al perturbării sistemului, până la instalarea unei noi stări de echilibru (Rădoane et al., 2000). Conform lui Graf (1977) se disting (fig. 4. 11):

- *timpul de repaus* (sau de reacție) este considerat intervalul scurs de la producerea perturbației până la momentul maxim de răspuns, în care au loc schimbări efective ale sistemului; poate fi dată ca exemplu durata între momentul producerii unei ploi, care determină ape mari și momentul la care începe modificarea geometriei albiei de râu;

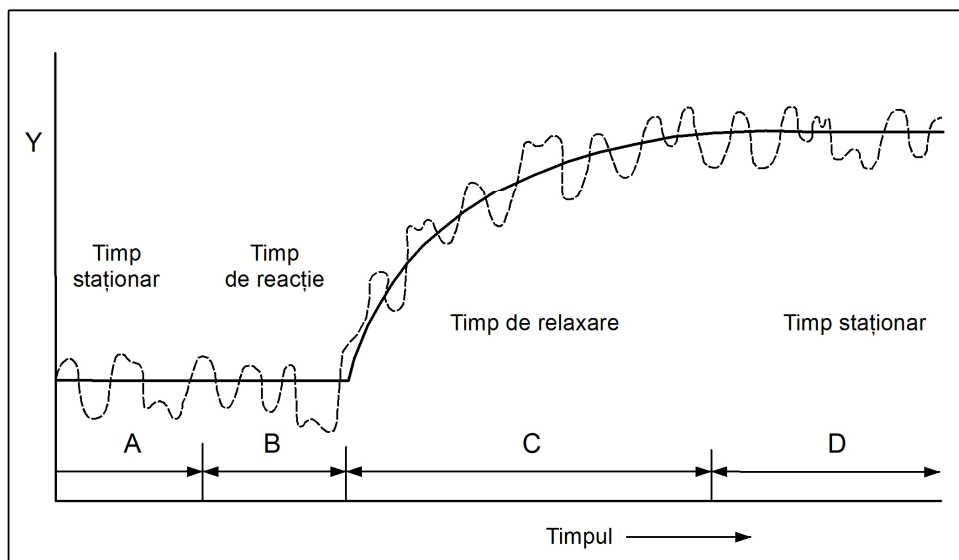


Fig. 4. 11. Reprezentarea grafică a răspunsului sistemului geomorfologic supus unei perturbări; linia continuă indică starea medie, iar cea întreruptă valorile reale; A - caracteristicile dimensionale ale sistemului, cum ar fi lungimea sau lățimea se află în stare staționară (timp staționar); B - după o perturbare climatică sau antropică sunt induse noi condiții și sistemul intră în reacție (timpul de reacție); C - în timpul de relaxare sistemul se ajustează la noile condiții; D - se atinge din nou stadiu de echilibru (timp staționar) (Graf, 1977, citat de Rădoane et al., 2000, p. 55).

- *timpul de relaxare* se referă la viteza cu care schimbarea intrărilor în sistem este reflectată în stabilizarea anumitor procese, inclusiv ca regim, și definirea unei anume morfologii (Melton, 1958); pe scurt reprezintă durata trecerii sistemului de la o stare de echilibru la alta sau timpul dintre maximum de răspuns și noul nivel de echilibru;

- *timpul de recuperare morfologică* reprezintă perioada necesară ca relieful modificat, de schimbarea regimului factorilor de control, să revină la o situație mai mult sau mai puțin similară (ca energie și fizionomie), celei anterioare schimbării (Rădoane et al., 2000); de exemplu albiile care au fost lărgite la viituri mari, își

recuperează morfologia anterioară în aproximativ 1 – 2 ani, în timp ce ravenele produse de ploile care au declanșat viiturile respective pot persiste de la 10 ori până la peste 100 de ori mai mult (Ichim et al., 1989; Petrea, 1998);

- *tempul de influență antropică* utilizat pentru estimarea duratei de manifestare a discontinuităților dinamice introduse în sistemul geomorfologic prin intervenție antropică (Ichim și Rădoane, 1986).

În Geomorfologie este utilizată și noțiunea de timp geomorfic, adică timpul existenței unei forme de relief, din momentul genezei pe tot parcursul existenței sale (Grecu și Palmentola, 2003).

Modul în care a fost abordat timpul în Geomorfologie a determinat impunerea a două orientări conceptuale (Chorley et al., 1984):

- *abordarea istorică* (istorismul) cercetează relieful în devenirea sa temporală, pornind de la succesiunea secvențelor evolutive, deduse prin urmărirea anumitor forme de relief și structuri sedimentare, cum sunt de pildă: nivelurile de eroziune, piemonturile, terase, tilite, varve și secvențe stratigrafice asociate lor. Astfel de forme de relief au fost influențate în geneza lor îndeosebi de variabile care acționează pe termen lung, așa cum sunt tectonica și climatul;

- *abordarea funcțională* este caracteristică studiilor de tip structuralist, bazate pe studiul proceselor geomorfologice actuale și observarea directă a comportării rocilor și structurilor geologice, în vederea determinării și anticipării dinamicii (funcționării) reliefului.

Cele două direcții de cercetare implică caracterul dual al timpului. Timpul lung este cel în care au loc transformările istorice (uneori geologice) ale reliefului, iar cel scurt este cel în care formele de relief, aparent, se schimbă foarte puțin (Ichim et al., 1989).

În timpul scurt abordarea funcțională se aplică formelor de relief ce sunt afectate în mod evident efectele proceselor actuale (de exemplu, formele de relief din albi), pentru ca în timpul lung abordarea istorică să fie rezervată formelor de relief a căror morfologie a evoluat lent, ele fiind mărturii ale efectelor climatice și tectonice care le-au afectat (de exemplu, profilul longitudinal al unui fluviu) (Ichim et al., 1989).

Pornind de la caracteristicile lor se poate concluziona că cercetarea de tip funcțional urmărește predicția, în timp ce abordarea istorică este centrată mai mult pe retrodicția sau postdicția etapelor de formare a reliefului și care la urma urmei ajută și ea la predicție.

În cazul multor studii adresate reliefului se ajunge ca abordarea istorică și cea funcțională să se completeze reciproc, tocmai pentru a elucida obiectiv circumstanțele în care au apărut și evoluează formele de relief. Acest lucru este posibil prin renunțarea la concepția clasică despre spațiu și timp, în cadrul căreia acestea erau considerate absolute raportat la existență, și adoptarea unei poziții

flexibile, bazată pe referențialul einsteinian (Petrea, 1998). Conform autorului citat, acesta din urmă consideră spațiul și timpul ca unități inseparabile ale continuului spațiu-timp, conceput ca un mediu material ale cărui caracteristici diferă în funcție de scara de observație, care poate fi aleasă de observator (cel care cercetează relieful), în funcție de scop. De exemplu, retrodicția sau postdicția are nevoie de intervale lungi de timp și scări mici de analiză (teritorii extinse), așa cum este în cazul Paleogeomorfologiei; la rândul ei, predicția sau diagnoza geomorfologică necesită intervale scurte de timp și scări mari de analiză (teritorii restrânse), după cum este în cazul Geomorfologiei dinamice și ingineresti (Petrea, 1998).

Timpul și schimbarea presupun cu necesitate succesiunea. Un proces geomorfologic îl precedă pe altul, iar acesta din urmă devine bază pentru următorul, o formă de relief o anticipează pe cea imediat învecinată genetic și constituie premisă pentru apariția unei forme noi (Mac, 1996).

Maniera în care schimbarea reliefului marchează timpul reiese foarte clar din durata necesară edificării formelor de relief: cinci sau zece mii de ani sunt necesari pentru formarea unei terase, o sută de mii de ani pentru sculptarea unei văi fluviale, zece milioane de ani pentru edificarea unui lanț montan, două sute cincizeci de milioane de ani pentru nașterea unui ocean tânăr (de tipul atlanticului), patru-cinci miliarde de ani pentru formarea celor mai vechi roci de la suprafața Terrei, doar câteva secunde pentru despicarea unei falii, câteva zile pentru ridicarea unui con vulcanic, câteva ore pentru declanșarea unei alunecări de teren etc. (Mac, 1996). Între fenomenele care se desfășoară foarte lent (mișcarea plăcilor tectonice), imperceptibile cercetătorului, și cele care șochează prin bruschețea lor (alunecări de teren, prăbușiri, surpări etc.), se desfășoară ritmul mișcării geomorfologice, cea care ne arată că timpul reliefului este unul eterogen, cu derulare între istoric (geologic) și funcțional.

Abordat sub egida Teoriei Generale a Sistemelor timpul devine un component al cărui statut este echivalent cu al celorlalte componente, motiv pentru care poate varia de la independent până la nerelevant (Petrea, 1998).

Scara timpului și necesitatea utilizării ei provine din faptul că sistemele geomorfologice acționează de-a lungul unor intervale extrem de variate ca durată. De asemenea, chiar și în cadrul aceleiași unități de timp, fiecare subsistem posedă un cronos propriu, și ca urmare timpul intern al sistemului are un caracter istoric, orientat prin natura și durata proceselor singenetice (Petrea, 1998).

Printre problemele, mai importante, ridicate de metodologia utilizării scărilor de timp în Geomorfologie se remarcă următoarele: prima face referire la timpul necesar pentru obținerea unor date de observație relevante pentru studiul unor procese geomorfologice, iar cea de-a doua presupune stabilirea importanței relative a formelor și proceselor în geneza reliefului și a manierei în care se modifică rolul lor raportat la mărimea scării de timp folosite de observator (Josan et al., 1996). În funcție de această scară va fi și importanța relativă a factorilor de control, în sensul

că variabilele independente au semnificație de cauză, pe când cele dependente au semnificație de efect.

Legat pe primul aspect se consideră că durata de timp istoric, pentru care există observații geomorfologice obiective, este prea scurtă, pentru ca prezentul să reprezinte cheia înțelegerii trecutului și deopotrivă, a viitorului (Petrea, 1998). Se ajunge astfel ca studiile, care privesc evoluția în timp lung a reliefului (pentru descrierea lui), să fie dificil de pus împreună cu cele care îl urmăresc în timp scurt (pentru demersuri practice de tip dinamic și ingineresc), cu toate că informațiile obținute despre formele de relief din același teritoriu sunt prețioase, fiecare în felul lor. De asemenea, rezultatele cercetărilor aferente unor intervale scurte, trebuie extrapolate cu prudență în timp lung (istoric sau geologic), la fel cum informațiile despre evoluția istorică pot servi cu succes interpretării moderne, predictive (Schumm, 1991).

În funcție de lungimea perioadei procesul geomorfologic dominat va fi diferit (Kirkby, 1987). De exemplu, de la formele de relief ale unei alpii caracteristice timpului instantaneu, la alternarea fazelor agradare-degradare pe sectorul unei alpii, la modelarea glacială din Pleistocen, la ciclul de eroziune din Terțiar și până la mișcările plăcilor tectonice este necesar un timp din ce în ce mai lung (fig. 4. 12), pentru ca unul din sistemele geomorfologice să domine (Ichim et al., 1989).

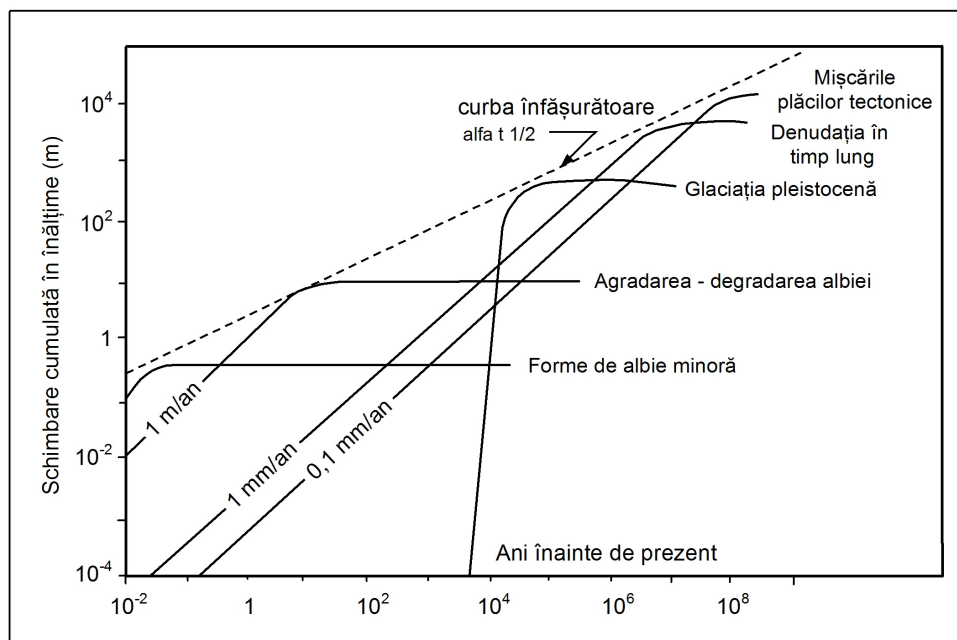


Fig. 4. 12. Efectul cumulativ combinat al unor procese în scoarța terestră; efectul este înfățișat ca o schimbare cumulativă a înălțimii fără referință la semnul pozitiv sau negativ, folosind estimările ratelor medii și duratele de timp (Kirkby, 1987, citat de Ichim et al., 1989, p. 42)

Modul în care variază procesele geomorfologice și formele de relief aferente, raportat la scara timpului, este ilustrat în tabelul 4. 2.

Tabelul 4. 2. Modificarea temporală a semnificației fenomenelor geomorfologice (Schumm, 1985, citat de Grecu și Palmentola, 2003 p. 81)

Magnitudinea relativă a fenomenului	1 zi	1 an	10 ani	10 ² ani
Mega fenomen	Alunecare sau curgere locală de teren	Ravenă	Străpungere de meandru	Erupție vulcanică
Mezo fenomen	Rigolă	Alunecare sau curgere locală de teren	Ravenă	Străpungere de meandru
Micro fenomen	Mișcarea unei particule de nisip	Rigolă	Alunecare sau curgere locală de teren	Ravenă
Non fenomen	-	Mișcarea unei particule de nisip	Rigolă	Alunecare sau curgere locală de teren
Magnitudinea relativă a fenomenului	10 ³ ani	10 ⁵ ani	10 ⁶ ani	10 ⁸ ani
Mega fenomen	Formarea unei terase	Glaciație continentală	Prăbușire tectonică majoră	Cilcu orogenic
Mezo fenomen	Erupție vulcanică	Formarea unei terase	Glaciație continentală	Prăbușire tectonică majoră
Micro fenomen	Străpungere de meandru	Erupție vulcanică	Formarea unei terase	Glaciație continentală
Non fenomen	Ravenă	Străpungere de meandru	Erupție vulcanică	Glaciație continentală

Suprafața terestră este alcătuită, conform acestei concepții, din forme de relief complexe aflate în interacțiune, prezentând diferite condiții de prag, modalități de relaxare și traiectorii. Unele forme au timp de relaxare scurt (albiile râurilor), iar altele mai lung (citurile glaciare din Munții Carpați).

Conceptul de spațiu și scară a spațiului stă la baza determinării rezoluției la care pot fi analizate formele de relief. Pornind de la ideea că la scări mici (de exemplu Harta fizică a Africii) detaliile nu pot observate, iar la scări foarte mari (harta unui sector de vale cu lungimea de 2 km) elementele individuale se resorb în detalii, mărimea scării trebuie să fie obiectivă, pentru a asigura o selecție corespunzătoare a obiectelor individuale analizate (Josan et al., 1996). Conform autorilor citați,

complexitatea formelor de relief crește o dată cu creșterea mărimii acestora și gradul de rezoluție al scării.

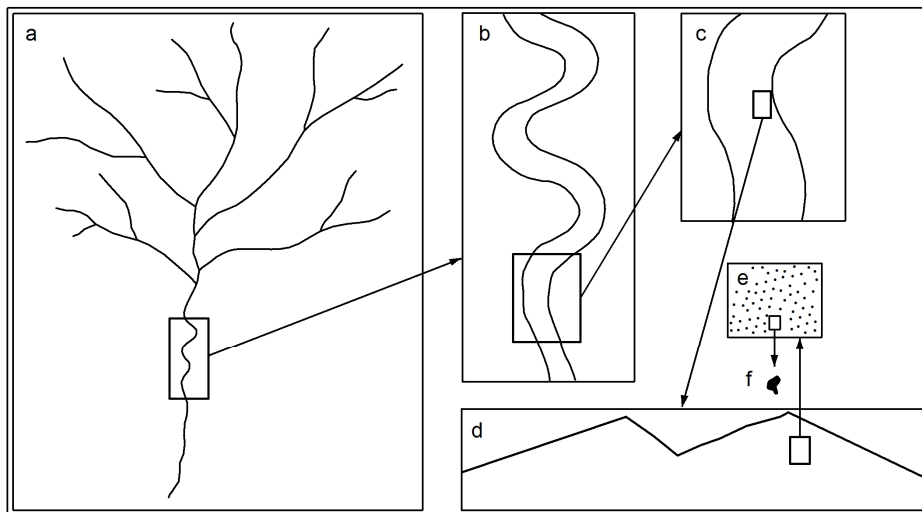


Fig. 4. 13. Componentele sistemului fluvial: a. rețeaua de drenaj; b. sector de meandrare; c. meandru și renie; d. morfologia patului albiei; e. secțiunea de sedimentare; f. particulă (Schumm, 1991, citat de Josan et al., 1996, p. 68.)

De exemplu, sistemul fluvial poate fi studiat la scări diferite, în funcție de scopul cercetătorului (fig. 4. 13). Ca urmare, la o scară mică poate fi studiat tipul de rețea hidrografică (fig. 4. 13 a), la o scară mai mare, (fig. 4. 13 b) sectorul de râu, la o scară la o cu rezoluție sporită (fig. 4. 13 c) un meandru, la o scară și mai mare (fig. 4. 13 d) ostroavele și reniile, iar la o scară foarte mare (fig. 4. 13 e) se poate observa inclusiv structura sedimentară și tipul granulelor, variabile care sunt în măsură să ofere informații despre sursele sedimentelor, debitul solid etc (Josan et al., 1996). Cu toate că prin acest exemplu se insinuează că elementele sistemului fluvial pot fi analizate la scări diferite, ele nu trebuie separate întru totul, deoarece la toate scările există interacțiuni între variabilele geologice, hidrologice și hidraulice, ceea ce reclamă că studiul oricărei părți se cuvine corelat cu problematica întregului sistem.

Mărimea sau dimensiunea formelor de relief abordate are de asemenea implicații majore în obiectivitatea studiilor realizate. O dată cu creșterea dimensiunii formei de relief analizate crește și complexitatea ei și proceselor și fenomenelor care au concurat la geneza acesteia. De pildă, un bazin hidrografic cu suprafața de câțiva km² se poate suprapune peste un singur tip de rocă, climat sau mod de utilizare a terenurilor, pe când bazinul hidrografic al unui fluviu este influențat de condiționări geologice, climatice și antropice multiple (Josan et al., 1996). Conform autorilor citați, o dată cu creșterea mărimii extrapolarea rezultatelor cercetării obținute la scări mici pentru scări mari devine tot mai incertă și mai inexpresivă.

Scara de spațiu, sub aspect geomorfologic, are la bază ideea că relieful este un continuum, iar identificarea ei pentru evaluarea lui, sub aspect genetic și funcțional sau al altor aspecte relevante pentru caracterizarea geomorfologică, este de maximă necesitate (Rădoane et al., 2000).

Dintre motivele utilizării scării de spațiu, autorii citați menționează: în primul rând pentru analiza spațială a diversității genetice (element de bază în cartografierea geomorfologică), iar în al doilea pentru analiza taxonomică, inițiată de Penk (1894) ca bază de ierarhizare a reliefului.

Deoarece studiul reliefului raportat la spațialitate a fost susținut îndeosebi de criteriul genetic, scara de spațiu s-a caracterizat de aprecieri cu un mare grad de incertitudine în definirea ordinelor de relief (Rădoane et al., 2000). Concludentă este în acest ierarhizarea propusă de Chorley et al., (1984), pe care am prezentat-o în capitolul 2, la paginile 51 și 52.

Ulterior, pe măsura normalizării evaluării spațiale a reliefului, realizată prin intermediul studiilor lui Savigear (1965), Haggett, Chorley și Stodart (1965), Evans (1972), Ahnert (1988), Dikau (1989), citați de Rădoane et al., 2000 etc., accentul a început să se pună pe tridimensionalitatea spațiului, relieful fiind considerat că include și materialul de suprafață (Dikau, 1989).

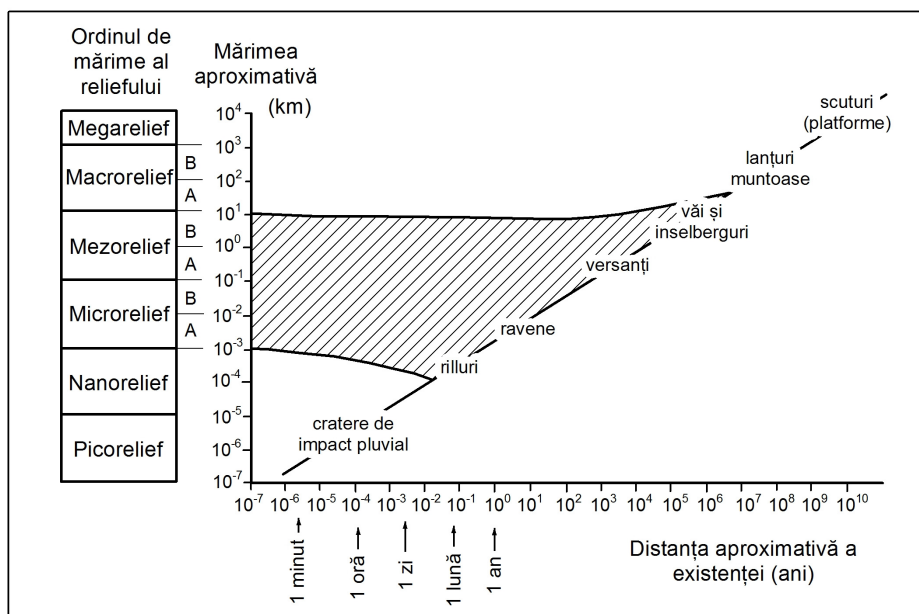


Fig. 4. 14. Estimarea relației între dimensiunea și durata de existență a obiectelor geomorfologice (Ahnert, 1988, citat de Rădoane et al., 2000, p. 59)

Concomitent s-a luat tot mai mult în considerare vârsta reliefului, raportat la scara spațială, iar formele de relief, de la craterele de impact pluvial la scuturi continentale,

au fost asociate pe nivele ierarhice bine definite (Rădoane et al., 2000). Se remarcă în acest sens clasificarea lui Ahnert (1988), cel care a distins șase ordine de mărime (fig. 4. 14): picorelief (cratere de impact pluvial), nanorelief (rilluri), microrelief (ravene), mezorelief (versanți, văi, inselberguri), macorelief (lanțuri montane) și megarelief (scuturi, platforme); la baza acestei clasificări stau câteva atribute geometrice: lărgime, suprafață, raport între înălțimea absolută și adâncimea fragmentării etc. (Rădoane et al., 2000). O astfel de ierarhizare permite evaluarea unor relații mai clare între mărimea și existența formelor de relief, precum și evidențierea că interesul maxim al Geomorfologiei are în atenție intervalul dintre microrelief și macorelief.

Revenind la conceptul de scară este evident că el implică timpul, ratele și mărimea evenimentelor (Rădoane et al., 2000). Practic, cu cât secvența de timp este mai scurtă, spațiul este mai redus, viteza mai mare, iar procesele morfogenetice au un grad mai mare de specificitate (Chorley et a., 1984).

Deoarece în formarea și evoluția reliefului intervin și variabile a căror fluctuații nu pot fi măsurate la scara timpului geologic este cât se poate de evident că timpul exercită o influență semnificativă asupra perspectivei pe care o avem despre fenomene (Rădoane et al., 2000). Cu alte cuvinte fiecare proces geomorfologic este caracterizat de un interval specific de manifestare, a cărei semnificație depinde de perspectiva temporală a observatorului.

Pornind de la accesată interdependență fenomenele geomorfologice pot fi clasificate ca: megafenomene, mezofenomene, microfenomene și non-fenomene (tabelul 4. 2). De exemplu, megafenomenele pot dura 10 milioane de ani (formarea munților), 100.000 de ani (glaciațiunile continentale), 100 de ani (erupțiile vulcanice), 10 ani (migrația și străpungerea meandrelor), 1 an (formarea ravenelor), o zi (alunecări de teren, căderi de pietre etc.).

În funcție de scara de timp, la care sunt raportate, fiecare dintre acestea ele pot să treacă în condiția de neeveniment, de unde relativitatea importanței acestora. Astfel, dacă un megafenomen este raportat la un interval scurt, poate deveni un non-fenomen, din cauza anihilării efectelor sale, evidente doar pe timp lung, ceea ce înseamnă că el devine nedetectabil (tabelul 4. 2). Din tabel se deduce astfel cum un fenomen important, într-un interval scurt și pe o suprafață redusă, devine nesemnificativ în timp lung (istoric sau geologic), ceea ce demonstrează că durata fenomenelor se află într-o relație de creștere direct proporțională (Schumm, 1991). De exemplu, ridicarea tectonică actuală a Munților Carpați este nesemnificativă raportat la dinamica actuală a versanților văilor transversale, la fel precum o autocaptare de meandru, raportată la 100.000 de ani devine neeveniment, fiind imposibil de detectat (Rădoane et al., 2000).

Este cât se poate de evident că dimensiunile spațiale ale evenimentelor care contează cresc cu timpul, iar acesta, la rândul său crește, pentru a fi suficient derulării un evenimente cu efect pe suprafețe mari. Această idee a fost foarte sugestiv exprimată de Schumm (1991): care ne invită să ne imaginăm că viața omului ar dura

doar o zi, caz în care el ar crede că suprafața terestră, raportat la dinamica reliefului este statică; dacă ar trăi 100 de ani și-ar da seama că procesele geomorfologice conduc la schimbarea morfologiei Terrei; dacă ar trăi 10.000 de ani ar observa și influența climatului și al tectonicii în dinamica reliefului.

Din cele deja notate anterior reiese cât se poate de limpede convergența ideilor care stau la baza conceptelor de scară spațială și temporală. Practic formele de relief extinse ca suprafață s-au generat într-un timp îndelungat, ceea ce explică oarecum o durată mare a lor, oarecum proporțională cu extensiunea spațială. Acesta este unul dintre motivele pentru care, doar puține din caracteristicile lor morfologice pot fi cu ușurință explicate, pornind de la analiza actualelor condiții geomorfologice în care evoluează. În timp ce unele forme de relief, cum ar fi munții sau văile mari implică evaluarea unor evenimente istorice, altele, cum sunt microrelieful patului albiei, au existențe spațio-temporale scurte și prin urmare ele sunt inteligibile, doar în urma observațiilor recente (Josan et al., 1996).

În același timp, unele forme de relief complexe, așa cum sunt albiile râurilor principale, sunt alcătuite atât din elemente care pot fi recunoscute în urma observațiilor actuale (cum ar fi morfologia efemeră), cât și elemente ale căror caracteristici pot fi determinate doar dacă sunt analizate în timp lung, așa cum este de exemplu, în cazul pantei talvegului.

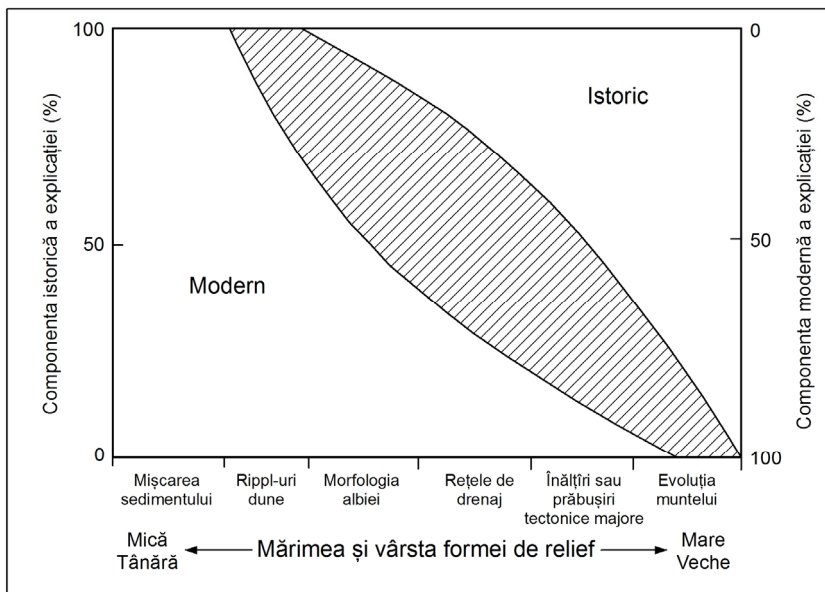


Fig. 4. 15. Ponderea tipurilor de explicații necesare înțelegerii evenimentelor cu diferite magnitudini spațio-temporale (Schumm, 1991, citat de Josan et al., 1996, p. 69)

Prin studiile întreprinse Schumm (1991) a reușit sugerarea raporturilor existente între ponderile informației istorice și cele ale observațiilor actuale, necesare explicării

genezei și evoluției formelor de relief cu diferite magnitudini spațio-temporale (fig. 4. 15). În figura menționată, curba superioară indică ponderea maximă ce revine explicației bazate pe observații actuale, în timp ce curba inferioară exprimă ponderea maximă a explicației pe filieră istorică; zona hașurată dintre curbe este considerată spațiu de variație. De exemplu, în funcție de context, studiul morfologiei albiei poate avea de la 10% până la 60% explicații cu caracter istoric; deplasarea aluviunilor poate fi explicată în totalitate prin legile hidraulicii (100%); morfologia efemeră, de tipul dunelor (de pe patul aluvial) și al ripplurilor, este influențată atât de natura sedimentelor din depozitele vechi și ca urmare cunoașterea ei implică aproximativ 25% explicații istorice; geneza munților poate fi pusă pe seama orogenezelor și denudării (100% explicații istorice) sau parțial în termenii dinamicii plăcilor tectonice și a ratelor actuale de eroziune (observații contemporane de până la 50%) (Schumm, 1991).

Ultimele șapte concepte prezentate sunt strâns legate de Paradigma Structuralist-Sistemică și efectele utilizării ei în Geomorfologie. Structuralismul, în esența sa, constă în analiza minuțioasă a detaliilor, a elementelor componente și a relațiilor dintre ele. Pentru a face posibil acest lucru atunci când se studiază relieful este necesară o scară de analiză cu un grad superior de rezoluție, care să permită aducerea în câmpul de lucru al cercetătorului un număr cât mai mare de variabile (Josan et al., 1996). O astfel de necesitate a evidențiat și mai mult complexitatea structurii și în consecință dificultățile legate de studierea ei, fapt care a condus în cele din urmă la necesitatea introducerii unei noi metodologii de cercetare, care să permită studierea obiectivă a complexității (Josan et al., 1996). A fost vorba în acest sens, de asimilarea conceptelor Teoriei Generale a Sistemelor și în Geomorfologie, îndeosebi din a două jumătate a secolului XX. În acest mod a fost posibilă înnoirea conceptuală din Geomorfologie și afirmarea a două din ramurile de bază ale acesteia, și anume: Geomorfologia dinamică și Geomorfologia aplicată.

Conceptul de hazard geomorfologic. Procesele morfogenetice, definite ca forme concertate de manifestare a agenților modelatori, sunt însoțite de fenomene fizice și chimice, care la rândul lor determină modificări ale substratului geologic, reprezentate de geneza formelor de relief.

O dată cu creșterea numărului de locuitori și extinderea suprafețelor de teren, pe care aceștia își desfășoară activitatea, s-a ajuns ca procesele geomorfologice, în dinamica lor, să afecteze tot mai intens omul și bunurile sale.

Procesele geomorfologice care prezintă riscuri pentru om sunt acelea care depășesc capacitatea acestuia de răspuns, prin absorbție și prelucrare, la descărcările energetice care le însoțesc. După White (1974, citat de Armaș et al., 2003) în categoria proceselor și fenomenelor naturale extreme poate intra orice eveniment sau îmbinare de evenimente care prezintă o variație de moment (o aversă) sau de durată (eroziunea accelerată, deșertificarea etc.) relativ mare față de valorile obișnuite.

Prin raportare la variabila timp manifestarea proceselor geomorfologice poate avea loc fie brusc (alunecări de teren, curgeri noroioase, surpări, prăbușiri etc.), fie

într-o perioadă mai îndelungată (eroziunea solului și a substratului), dar cu toate acestea indiferent de durata de manifestare efectele se dovedesc dăunătoare, uneori chiar catastrofale (Goțiu și Surdeanu, 2008).

Scheidegger (1994, citat de Armaș et al., 2003) definește **hazardul natural** ca fiind probabilitatea de schimbare a unei stări sau a unei condiții într-un sistem. Majoritatea definițiilor referitoare la hazardul natural (White, 1974; Varnes, 1984; Einstein, 1988; Starosolszky și Melder, 1989; Zăvoianu și Dragomirescu, 1994; Horlick-Jones, 1995; Dikau și Jager, 1995 etc., citați de Armaș et al., 2003) îl definesc pe acesta ca „posibilitatea apariției unui fenomen potențial devastator într-o anumită perioadă și pe un anumit areal” (Armaș et al., 2003, p. 14).

La modul general hazardul este definit astfel „ca fiind sursa unui eveniment extrem cu descărcare energetică într-un moment și într-o amploare greu de prevăzut. Evenimentul a cărui semnificație majoră este aceea de a întrerupe o tendință de evoluție liniară, însumează deci hazardul și fenomenul (extrem) care decurge din el. El implică și noțiunea de percepere și recunoaștere în raport cu un sistem de referință, iar de aici va deriva posibilitatea asumării și actualizării riscului, care de fapt consfințește calitatea esențială a evenimentului, aceea de purtător de diferențe.” (Mac și Petrea, 2002, p. 15).

Din analiza acestei definiții reiese că noțiunea de hazard prezintă un înalt grad de abstractizare, ceea ce o face relativ inexpressivă pentru desemnarea proceselor și fenomenelor geomorfologice, prin excelență concrete (Mac și Petrea, 2002). Autorii citați notează în continuare că „hazardul semnifică conjunctura cauzală și consecințele spațio-temporale ale manifestării fenomenului și nu fenomenul în sine. Hazardul reprezintă cronotopul neprevizibil dar necesar al unei rețele cauzale susceptibil să genereze descărcările energetice neliniare care obiectivează un fenomen extrem. Hazardul este structura ontică a momentului în care fenomenul se desprinde ca manifestare reală. Hazardul este matricea cauzală din care decurge fenomenul. Hazardul este spontaneitatea proceselor evolutive, iar fenomenul materializarea acestora” (Mac și Petrea, 2002, p. 16). Merită amintit în acest context că termenul de hazard provine de la cuvântul arab *az-zahr* = joc de zaruri.

De exemplu, asumarea unui hazard geomorfologic, considerat un proces geomorfologic extrem, face posibilă existența unei stări de risc, cu toate consecințele asupra stabilității și dezvoltării societății.

Mai trebuie menționat că atributul de extrem, aferent unui proces geomorfologic, va trebui relaționat cu depășirea unei limite de referință, dincolo de care sunt presupuse prejudicii aduse componentei antropice (Mac și Petrea, 2002). Un proces natural este inclus în categoria hazardurilor, doar dacă manifestarea lui afectează o comunitate umană. De pildă, dacă o avalanșă se produce în Antarctica, ea poate fi considerată, în lipsa omului, numai un proces geomorfologic; în schimb dacă ea se produce în Munții Alpi, unde poate afecta cabane și căi de comunicație, consemnăm prezența unui hazard

geomorfologic (Bălțeanu și Alexe, 2000). În funcție de manifestarea acestui hazard și de vulnerabilitatea societății, se poate ajunge la pagube materiale semnificative și la victime, ceea ce înseamnă că avem de-a face cu un proces geomorfologic de risc, prin a cărui manifestare se ajunge la adevărate dezastre.

La rândul său, **dezastrul** este „*apreciat ca fiind materializarea unei conjuncturi de risc, prin manifestarea hazardului la interfața natură – societate.*” (Mac și Petrea, 2002, p. 19). Dezastrul devine astfel rezultatul acțiunii unui hazard, care afectează oamenii și bunurile lor; la fel ca hazardul, dezastrul se poate produce oriunde, fiind în general imprevizibil (Goțiu și Surdeanu, 2007). Conform autorilor citați, între hazard și dezastru se remarcă o proporționalitate directă: dezastrul este o funcție a magnitudinii și intensității hazardului, iar evaluarea hazardului depinde de pagubele produse.

Chiar dacă criteriile după care sunt clasificate procesele extreme sunt variate, cele mai utilizate sunt următoarele: numărul de victime, suprafața afectată, pierderi financiare, costul reverii la o stare normală etc. (Cutter, 2010; Keller și DeVecchio, 2016). În funcție de magnitudine și efecte dezastrele pot fi absorbite mai ușor de societate, având rang de accidente, sau pot fi devastatoare la adresa acesteia, fiind vorba în acest sens de adevărate catastrofe.

Se ajunge astfel ca dezastrul să fie sinonim cu catastrofa motiv pentru care a fost definit „*ca o gravă întrerupere a funcționării societății, care cauzează pierderi umane, materiale și de mediu, pe care societatea afectată nu le poate depăși cu resurse proprii*” (Dicționarul IDNDR, 1992, citat de Rădoane și Rădoane, 2007a, p. 20).

Pe de o parte dezastrul reprezintă expresia gradului de vulnerabilitate al comunității afectate de un hazard natural, iar pe de alta capacitatea insuficientă a măsurilor de adaptare la risc (O’Keefe et al., 1976; IDNDR, 1992; Alexander, 1993; Tobin și Montz, 1997, citați de Armaș, 2006).

Hazardurile naturale, din categoria cărora fac parte și cele geomorfologice, sunt strâns legate de manifestarea diverselor procese și fenomene. Calitatea de hazard nu este dată de producerea de pagube, ci de probabilitatea apariției acestora; aceasta ar putea fi caracteristica care deosebește fenomenul natural extrem de hazard (Coppock, 1995, citat de Goțiu și Surdeanu, 2007).

Hazardurile geomorfologice au fost definite ca schimbări naturale sau condiționări antropice ale formelor de relief, care afectează sistemele umane (Schumm, 1988, citat de Rădoane și Rădoane, 2007a). Ulterior ele au fost caracterizate de Gares et. al. (1994, citat de Armaș, 2006) ca fiind o amenințare sau o succesiune de amenințări asupra comunităților umane, ce rezultă din trăsăturile de instabilitate ale suprafeței terestre, chiar și în situația în care aceste amenințări sunt de altă natură (geologică – cutremure, erupții vulcanice -, maritimă, climatică, antropică etc.).

Astfel de amenințările constituie răspunsul proceselor geomorfologice, chiar dacă ele își au originea la mare distanță de suprafața de teren pe care o afectează. Această definiție exclude cutremurele, dar nu și răspunsul formelor de relief

(prăbușiri, surpări, alunecări de teren etc.) la acestea (Rădoane și Rădoane, 2007a). De asemenea, ridicarea nivelului mării, valurile de tip tsunami, inundațiile, furtunile nu reprezintă hazarduri geomorfologice, ele fiind hazarduri climatice sau hidrologice, în schimb, accelerarea abraziunii, eroziunea fluvială laterală, colmatarea albiilor etc., sunt hazarduri geomorfologice (Rădoane și Rădoane, 2007a). Este astfel cât se poate de limpede că hazardurile geomorfologice cu toate că sunt strict legate de dinamica reliefului pot fi declanșate de factori de o cu totul altă natură, de obicei de natură meteorologică sau antropică (Goțiu și Surdeanu, 2007).

Hazardul geomorfologic este o categorie fenomenologică, referitoare la procesele morfogenetice, la acțiunile acestora (eroziune, transport, acumulare) și la însușirile lor. Deoarece toate acestea au la baza manifestării o serie de variabile, ale căror parametri nu pot fi cunoscuți decât într-o mică măsură, momentul și locul apariției unui hazard, precum și circumstanțele de manifestare, și efectele pe care le generează, sunt aproape imposibil de prevăzut uneori.

Astfel definite hazardurile geomorfologice se caracterizează printr-o serie de atribute, care le determină dimensiunea spațio-temporală și energetică: mărimea (depășirea unui prag de acceptabilitate sau a unei limite valorice, dincolo de care pot apărea prejudicii aduse comunităților umane, conduce la apariția fenomenelor extreme), frecvența (reprezintă gradul de repetitivitate al unui fenomen de o mărime dată), viteza de manifestare (se referă la intervalul dintre primul moment al manifestării unui hazard și momentul său maxim) și temporalitatea (înșiruirea evenimentelor pe o linie continuă de la cele aleatorii la cele periodice) (Goțiu și Surdeanu, 2007).

La acestea se adaugă o serie de caracteristici definitorii dintre care se remarcă timpul variat de manifestare și dispersia mare în spațiu; unele hazarduri geomorfologice au o intensitate maximă în timp scurt (alunecările de teren, curgerile noroioase, surpări, prăbușiri, curgeri de sfărâmături etc.), pe când altele se produc în timp îndelungat (eroziunea solului și a substratului geologic, colmatarea albiilor, eroziunea plajelor, dezghețul permafrostului etc.).

Indiferent de unghiul sub care sunt abordate cele mai frecvente hazarduri geomorfologice au la bază următoarele procese morfogenetice: alunecările de teren, curgerile noroioase, surpările, prăbușirile, tasările, eroziunea fluvială, eroziunea solului, colmatarea terenurilor cu aluviuni fluviale, laharele, abraziunea marină, eroziunea și acumularea glaciară, dezghețul permafrostului, avalanșele, furtunile de nisip, eroziunea accelerată realizată sau indusă antropic etc.

Dintre acestea o atenție deosebită trebuie acordată eroziunii solului. Comparativ cu alte hazarduri, manifestarea ei nu determină o pierdere directă de vieți omenești, dar are efecte negative pe termen mediu și lung, prin reducerea producției de hrană, prin scăderea valorii economice a suprafețelor afectate, cât și prin costurile mari pentru remedierea degradării solului (Rădoane și Rădoane, 2007a). Dezastrul devine astfel evident după o desfășurare îndelungată a procesului de eroziune.

Prezența acestor hazarduri evidențiază că răspunsul scoarței terestre, sub aspect morfogenetic, la factorii perturbatori este unul cât se poate de rapid și direct, fapt care denotă un potențial distrugător ridicat, având de multe ori consecințe dramatice, care depășesc posibilitățile intervențiilor tehnico-economice (Armaș, 2006).

Tocmai din cauza imposibilității cunoașterii modului de manifestare, în timp și spațiu, a fluctuațiilor specifice proceselor geomorfologice, multe dintre acestea au fost incluse în categoria hazardurilor. Cert este că *„hazardul devine risc în măsura în care afectează interesele unei comunități umane, care este vulnerabilă la acel hazard”* (Armaș et al., 2003, p. 15).

Conceptul de vulnerabilitate la hazarduri geomorfologice se referă la susceptibilitatea comunităților umane de a suferi pagube, prin asumarea riscului. Pierderile materiale sau de vieți omenești vor depinde astfel de gradul de pregătire a comunității afectate, raportat la magnitudinea hazardului. Practic cu cât comunitățile umane sunt mai puțin pregătite cu atât se dovedesc mai vulnerabile în fața hazardului.

Dintre factorii de care depinde vulnerabilitatea comunităților antropice se remarcă: caracteristicile mediului, atributele demografice, relațiile sociale, economice și politice, performanța instituțională, nivelul de dezvoltare tehnologică, precum și de politicile decizionale adoptate în gestiunea riscurilor (Mac și Petrea, 2002).

Vulnerabilitatea se dovedește așadar o caracteristică internă a unei comunități, care este prezentă chiar și atunci când nu se manifestă nici un eveniment periculos (Goțiu și Surdeanu, 2008). Ea este o trăsătură dinamică și permanentă care este evidențiată odată cu producerea respectivului eveniment, până la un grad care depinde de magnitudinea acestuia (Thywissen, 2006, citat de Goțiu și Surdeanu, 2008). Toate acestea evidențiază că vulnerabilitatea poate fi măsurată retrospectiv și indirect, iar dimensiunea sa este dată de pagubele produse (Cutter, 2010).

Vulnerabilitatea poate fi exprimată ca o funcție a riscului, gradului de expunere și capacităților de adaptare (Armaș et al., 2003):

$$V = f(R, E, C),$$

unde: R - reprezintă riscul, respectiv probabilitatea apariției unui hazard; E - indică mărimea arealului și/sau numărul populației supuse riscului; C - capacitatea de utilizare a resurselor locale pentru a contracara efectele unui eveniment de risc.

Nivelul pagubelor se poate exprima fie pe o scară cuprinsă între 0 și 1, cifra 1 însemnând distrugerea totală a bunurilor și pierderea vieții tuturor oamenilor din arealul afectat (Bălțeanu și Alexe, 2000), fie în procente, de la 0% la 100% (Dicționarul IDNDR, 1992, citat de Grecu, 2004).

Vulnerabilitatea unei comunități este strâns legată de rezistența la schimbare, pe fondul manifestării unui hazard. Cu cât o comunitate antropică este mai săracă în

resurse și cu un grad de echipare și pregătire mai scăzut, cu atât vulnerabilitatea ei crește, iar reziliența (capacitatea de refacere) scade, ceea ce dovedește că eficiența adaptării la stările de risc ridică nivelul de reziliență al comunităților cu potențial de a fi afectate (Armaș et al., 2003).

În general, creșterea vulnerabilității în fața manifestării hazardurilor a sporit pe măsură ce au fost utilizate terenuri din ce în ce mai susceptibile, la diverse procese geomorfologice. O alternativă viabilă, la astfel de situații, o poate constitui punerea în practică a unor acțiuni și activități, care să permită adaptarea comunității la stările nefavorabile de la interfața relief-societate.

Conform celor menționate gradul de vulnerabilitate variază fiind deseori influențat de manifestarea hazardului. De exemplu, un hazard major determină creșterea considerabilă a vulnerabilității, pe când unul minor are efecte benefice, sporind gradul de conștientizare al populației față de riscurile implicate (Goțiu și Surdeanu, 2008).

Conceptul de risc geomorfologic sau mai corect **proces geomorfologic de risc**. Așa cum am precizat anterior, manifestarea hazardurilor geomorfologice implică perceperea acestora de către om, fapt din care va rezulta posibilitatea asumării unui risc.

Riscul geomorfologic este astfel strâns legat de un hazard, termenul referindu-se la probabilitatea ca efectele și consecințele economice și sociale ale manifestării acestuia, reflectat prin instabilitate geomorfologică, să depășească un anumit prag (Panizza, 1987 și 1996).

În condițiile în care un hazard geomorfologic amenință o comunitate umană, el devine proces geomorfologic de risc, al cărui consecințe trebuie apreciate calitativ și cantitativ prin estimarea daunelor posibile și probabile (Armaș, 2006).

În acest context **riscul** este „o categorie de stare desemnând conjunctura relațională care rezultă ca urmare a asumării hazardului de către acei componenți ai sistemului care posedă capacitate de percepere a evenimentelor” (Mac, Petrea, 2002, p. 17). Termenul provine din limba franceză unde *risque* = risc.

Chiar dacă procesele geomorfologice de risc afectează o anumită suprafață a scoarței terestre, modificările pe care le produc sunt ireversibile și cauzează daune mari începând de la modificări locale ale mediului, pierderi de vieți omenești și până la degradarea unor elemente de patrimoniu cultural sau scoaterea din folosință agricolă a unor importante suprafețe de teren (Goțiu și Surdeanu, 2008).

În categoria proceselor geomorfologice generatoare de stări de risc se încadrează aceleași procese, care stau la baza hazardurilor geomorfologice: alunecările de teren, curgerile noroioase, surpările, prăbușirile, tasările, eroziunea fluvială, eroziunea solului, colmatarea terenurilor cu aluviuni fluviale, laharele, abraziunea marină, eroziunea și acumularea glaciară, dezghețul permafrostului, avalanșele, furtunile de nisip, eroziunea accelerată realizată sau indusă antropic etc.

Dintre acestea, cele care prezintă riscuri pentru comunitățile umane sunt acelea care depășesc capacitatea lor de apărare, deoarece sunt percepute ca procese geomorfologice extreme.

Înseamnă că riscul nu poate exista în afara relaționării omului cu procese și fenomene, pe care nu le poate controla, fapt care implică în același timp inițiativa și capacitatea de alegere a omului (Armaș et al., 2003). Conform celor precizate riscul poate fi exprimat ca „*produs între probabilitatea apariției unui eveniment cu un potențial mare de lezare a intereselor unei comunități umane și măsura consecințelor care apar în urma producerii sale*” (Armaș et al., 2003, p. 15).

Riscul (R_{ei}) devine astfel o funcție a hazardului și a vulnerabilității, fiind definit ca probabilitatea de afectare a unui anumit element (e) din cadrul ansamblului, în urma producerii unui eveniment cu o intensitate mai mare decât (i) (Mejia-Navarro et. al., 1994, citat de Armaș et al., 2003).

$$R_{ei} = f(H_i, V_e)$$

unde: H_i - este hazardul înțeles ca probabilitate de apariție într-o anumită perioadă a unui eveniment cu o intensitate mai mare decât i;

V_e - vulnerabilitatea, predispoziția la risc, intrinsecă oricărui element
Cardona, 1988, citat de Armaș et al., 2003)

Riscul se poate exprima matematic ca rezultat al produsului dintre hazard (alunecare de teren), elemente la risc (omul, bunurile și activitățile sale) și vulnerabilitate (gradul de pregătire pentru a face față hazardului) (Bălțeanu și Alexe, 2000):

$$R = H \cdot E \cdot V$$

unde: R - risc; H - hazard; E - elemente expuse la risc; V – vulnerabilitate

Pornind de la această formulă se pot realiza calcule pentru evaluarea pagubelor produse de procesele geomorfologice de risc. Răspunsul componentei antropice, la procese geomorfologice de risc, nu reprezintă altceva decât adaptarea sa la acestea. Punerea în practică a acestora are loc prin activități care urmăresc reducerea impactului negativ rezultat. Soluțiile găsite în acest sens constituie modalitățile de adaptare a unei societăți la risc (White, 1974, citat de Armaș et al., 2003).

Riscul poate fi evaluat ca o funcție a probabilității producerii unei pagube, precum și a consecințelor probabile, el fiind înțeles ca măsură a mărimii unei amenințări (Armaș, 2006).

Rezultatul analizelor de risc este util în procesul decizional, el servind la luarea unor măsuri concrete, pentru limitarea și diminuarea pagubelor, în cadrul a

ceea ce este numit **managementul riscului**. El este considerat un proces integrat de identificare, evaluare și control, care cuprinde analiza și controlul riscului prin diminuarea efectelor (Armaș, et al., 2003).

Managementul riscului se referă la procesul subiectiv de decizie a măsurilor, ce trebuie întreprinse ca răspuns la un risc potențial. Gestionarea riscurilor este un proces calitativ de selectare și implementare, în teritoriu, a măsurilor de diminuare a efectelor, cu scopul obținerii unui nivel acceptabil de risc la costuri suportabile (Jones et al., 2001, citat de Goțiu și Surdeanu, 2007).

Cerința unui management al riscului a rezultat din diverse considerente. De exemplu, pe măsură ce suprafața terenurilor ocupate și modificate în diverse moduri, de către om, a crescut, gradul în care acesta din urmă a fost afectat de procese geomorfologice de risc a început să fie din ce în ce mai mare. Procesele geomorfologice determină în fiecare an numeroase pierderi de vieți omenești și pagube materiale, care în cele din urmă influențează în mod direct procesul de dezvoltare social-economică; se adaugă faptul că odată cu trecerea timpului, hazardurile și-au modificat tiparele, s-au extins și au devenit mai frecvente, fiind din ce în ce mai dificil de prognozat (Bădilă, 2007).

Principalul obiectiv al managementului riscului este acela de a pune în legătură toate elementele și actorii din sistemul de management al dezastrelor, de a dezvolta instrumente de diminuare a dezastrelor bazate pe strategii de prevenire și intervenție, transfer și schimb reciproc de cunoștințe, educație și tehnici de luare a deciziilor. Doar un management durabil al riscului, poate menține și îmbunătăți calitatea mediului și a vieții populației, poate crește responsabilitatea autorităților și a comunităților locale, în vederea unei abordări integrate și echitabile.

Reacția comunităților umane în fața unor procese geomorfologice de risc, prin activități cu scop de reducere a impactului negativ rezultat, constituie adaptarea la risc, iar tipurile de soluții găsite constituie modalități de adaptare a unei societăți la risc (White, 1974, citat de Armaș et al., 2003).

Referitor la gradul de instruire al comunităților umane, asumarea riscului poate avea loc pe diverse căi: rațională (prin procese organizatorice, de tipul celor care țin de amenajarea teritoriului, legislație, reforme economice și demografice), prin acceptare (fortuită sau instinctuală) și prin ignorarea efectelor rezultate în urma manifestării proceselor geomorfologice de risc (latura pasivă a expunerii la riscuri) (Mac și Petrea, 2002).

În concluzie, existența proceselor geomorfologice de risc este determinată doar de prezența unui element cu capacitate de percepere, fapt care permite anumite reacții de comportament. În consecință, nu toate hazardurile geomorfologice vor fi considerate ca generatoare de risc. Când totuși acestea se manifestă și conduc la stări de risc, omul, prin posibilitatea de percepere, este în măsură să aplice măsuri și să pună în practică acțiuni de diminuare a riscului. Foarte important este însă procesul

educațional, care trebuie derulat în paralel cu măsurile și activitățile menționate (Roșian, 2017). De asemenea, în urma reprezentării grafice a terenurilor susceptibile la procese geomorfologice de risc au rezultat numeroase hărți tematice, care s-au dovedit instrumente deosebit de utile în procesul de management al situațiilor de urgență, apărute în urma dinamicii unor procese morfogenetice extreme.

Strâns legat de conceptul de risc sunt ***elementele supuse riscului***, denumite și ***elemente la risc***. Ele sunt reprezentate de către acele obiective antropice sau comunități umane, care prezintă un anumit grad de risc în situația manifestării unui hazard. Expunerea acestora la risc diferă în funcție de caracteristicile lor spațiale și temporale (distanțe, activități, comportamente ș.a.), fapt care atestă grade diferite de vulnerabilitate (Goțiu și Surdeanu, 2008).

În categoria elementelor vulnerabile se încadrează următoarele: persoane, bunuri (șosele, căi ferate, poduri, linii de tensiune, de telefonie, conducte, case, clădiri publice, comerciale, monumente etc.), activități (industriale, agricole etc.) (Alexander, 2005, citat de Goțiu și Surdeanu, 2007).

Elementele la risc pot fi grupate în două categorii: primare și secundare. Elementele primare, denumite și structurale, sunt cele expuse în mod direct manifestării unui hazard, suferind pagube structurale a căror valoare este în funcție de magnitudinea acestuia; în cadrul lor se remarcă populația, clădirile, infrastructura, terenurile agricole, animalele deținute de oameni, utilitățile. În categoria elementelor secundare (nestructurale) se includ toate activitățile și acțiunile care suferă modificări indirecte în timpul manifestării unui hazard; din rândul lor se evidențiază activitățile economice, culturale și educaționale, serviciile publice ș.a.

Vulnerabilitatea elementelor menționate variază în funcție de mai mulți factori, care determină un anumit tip de răspuns din partea societății (Goțiu și Surdeanu, 2007). Autorii citați menționează că, factorii respectivi sunt în special de natură demografică (densitatea populației, procentul populației feminine, al copiilor, al bătrânilor etc.), economică (infrastructura și serviciile – accesul la avertizare reprezentat prin numărul de abonamente la ziare, radio și TV) și socială (serviciile de asistență medicală, accesul la apă potabilă etc.). De asemenea, expunerea elementelor la risc diferă în funcție de anumiți parametri spațiali și temporali (distanța, activități zilnice, obiceiuri sezoniere etc.), ceea ce implică grade diferite de vulnerabilitate (Goțiu și Surdeanu, 2007).

Alături de conceptele de hazard și risc, pentru înțelegerea proceselor geomorfologice extreme, a fost necesară elaborarea unei terminologii și metodologii adecvate. Acestea sunt prezentate detaliat în cărți și tratate, care au drept temă centrală atât studiul hazardurilor și riscurilor naturale, cât și a celor geomorfologice. Dintre aceste pot fi menționate următoarele: *Environmental geomorphology* (Panizza, 1996), *Applied Geomorphology for Mitigation of Natural Hazards* (Oya, 2001), *Geological hazards. Their assesment, avoidance and mitigation* (Bell, 2002), *Geophysical Hazards. Minimizing Risk, Maximizing Awareness* (Beer, 2010),

Geomorphological Hazards and Disaster Prevention (Alcantra-Ayala și Goudie, 2011), *Natural Hazards* (Kelker și DeVecchio, 2016), *Natural Hazards and Disasters* (Hyndman și Hyndman, 2017), *Fenomene și procese naturale de risc* (Sorocovschi, 2021) etc. Mai trebuie precizat că, în unele tratate hazardurile și fenomenele geomorfologice de risc sunt considerate geologice, ca urmare a tradiției din unele universități de a studia relieful și dinamica lui în cadrul Geologiei.

Concluzii concepte. Aplicarea acestor concepte este pe cât de evidentă pe atât de necesară, relieful Terrei fiind extrem de variat sub aspect morfometric și foarte complex sub aspect genetic. Dinamica și vârsta diversă care îl caracterizează, presupun o tratare detaliată, întemeiată pe cunoștințe din majoritatea domeniilor științifice.

Cunoașterea acestor concepte, precum și al altora similare, prezintă o deosebită importanță în elucidarea genezei și evoluției reliefului Terrei.

4.3. TEORII PRIVIND EVOLUȚIA RELIEFULUI

O dată cu apariția și dezvoltarea Geomorfologiei au fost puse la punct o serie de teorii și modele evolutive la adresa reliefului. Ele s-au dovedit foarte utile, cel puțin la sfârșitul secolului al XIX-lea și începutul secolului al XX-lea, când trebuia depășit stadiul descrierii formelor de relief, pentru a se ajunge la înțelegerea unitară a genezei și evoluției morfologiei de la suprafața Terrei.

Majoritatea dintre ele pornesc de la premisa că formarea și evoluția reliefului terestru are loc pe fondul interacțiunii factorilor externi și interni. La baza unora dintre aceste modele au stat forme de relief relict, generate în alte condiții decât cele actuale, care, într-un mod sau altul, trebuiau încadrate în circumstanțele geomorfologice actuale.

Dintre teoriile menite să explice geneza și evoluția formelor de relief, în continuare vor fi prezentate cele mai mediatizate și mai remarcabile, raportat la modul cum au contribuit ele la dezvoltarea Geomorfologiei.

a. Teoria ciclului de eroziune sau ciclul eroziunii normale (ciclul geografic)

A fost elaborată de geomorfologul american W. M. Davis (1899), pe baza concepțiilor evoluționiste, care dominau științele naturii în acea vreme. Reprezintă în același timp prima concepție unitară referitoare la evoluția generală a reliefului.

Teoria propusă are la bază relația dintre: procesul geomorfologic, structura geologică și timp. Dintre acestea principalul factor al morfogenezei este procesul, în vreme ce structura este considerată mai mult static (fiind generată prin procese geologice anterioare), ea suportând acțiunea agenților modelatori subaerieni. Timpul este cel care indică succesiunea proceselor geomorfologice, a căror schimbare conduce la repetarea trăsăturilor anterioare ale suprafeței terestre: tinerețe-maturitate-bătrânețe; reîntinerire tectonică; tinerețe-maturitate-bătrânețe ș.a.m.d. (fig. 4. 16).

Realizarea ciclului eroziunii normale se face, conform lui Davis (1899 și 1912), prin raportarea râurilor, care drenează un teritoriu supus mișcărilor tectonice de ridicare, la un nivel de bază.

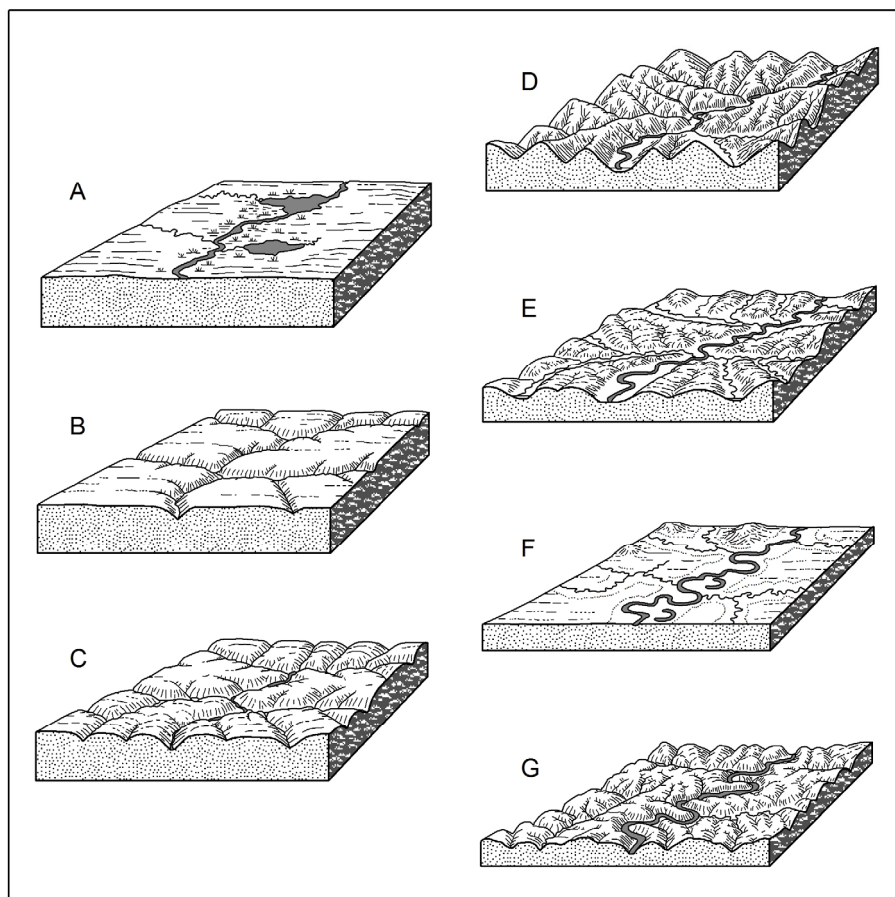


Fig. 4. 16. Ciclul de eroziune al scoarței terestre, în teritorii cu climat umed; A – în stadiul inițial formele de relief nu sunt conturate, iar drenajul este slab; B – la începutul stadiului de tinerețe albiile râurilor sunt înguste, iar interfluviile sunt întinse și netede; C – spre sfârșitul stadiului de tinerețe predomină relieful de versant, dar rămân și unele teritorii înalte interfluviiale; D – la maturitate predomină relieful format din versanții văilor și interfluviile înguste; E – spre sfârșitul stadiului de maturitate relieful devine domol, cu văi largi; F – în stadiul de bătrânețe se formează un relief de peneplenă cu martori erozivo-structurali; G – mișcări epirogenetice pozitive pot duce la întinerirea reliefului, moment cu care începe un alt ciclu de denudație, de tipul celui existent la începutul maturității (Strahler, 1973b, p. 430)

Concret, după ridicarea unei suprafețe de teren, prin mișcări tectonice, deasupra nivelului de bază, apele curgătoare încep să acționeze prin intermediul proceselor de eroziune, care în funcție de ritm și intensitate determină evoluția reliefului prin stadii

successive de tipul celor de tinerețe, maturitate și bătrânețe. În stadiul de tinerețe predomină eroziunea pe verticală, ceea ce determină fragmentarea suprafeței inițiale și formarea unui relief accidentat, prevăzut cu versanți abrupti, la care se adaugă cascade și repezișuri în albiile râurilor; toate acestea au loc pe fondul mișcărilor tectonice de ridicare intense. În stadiul de maturitate, pe măsură ce modelarea fluvială continuă, văile se largesc, panta albiilor scade, iar interfluviile devin tot mai înguste; mișcările tectonice diminuează treptat în intensitate. Următorul stadiu, cel de bătrânețe, este caracterizat de transformarea suprafeței inițiale într-o câmpie ușor vâlurită (fig. 4. 17), pe care denudarea se menține la un nivel foarte scăzut, în care văi foarte largi alternează cu interfluvii convexe, foarte mult estompate, prevăzute pe alocuri cu martori de eroziune; modelarea și desăvârșirea peneplenei implică stabilitate tectonică. Pentru această suprafață derivată Davis (1899 și 1912) folosește noțiunea de peneplenă. La nivelul acesteia râurile tind să-și apropie profilul de cel al suprafeței terenului, realizând un profil de echilibru. Peneplena este considerată o suprafață limită, spre care se îndreaptă evoluția reliefului, dar care nu se realizează niciodată în forma ideală.

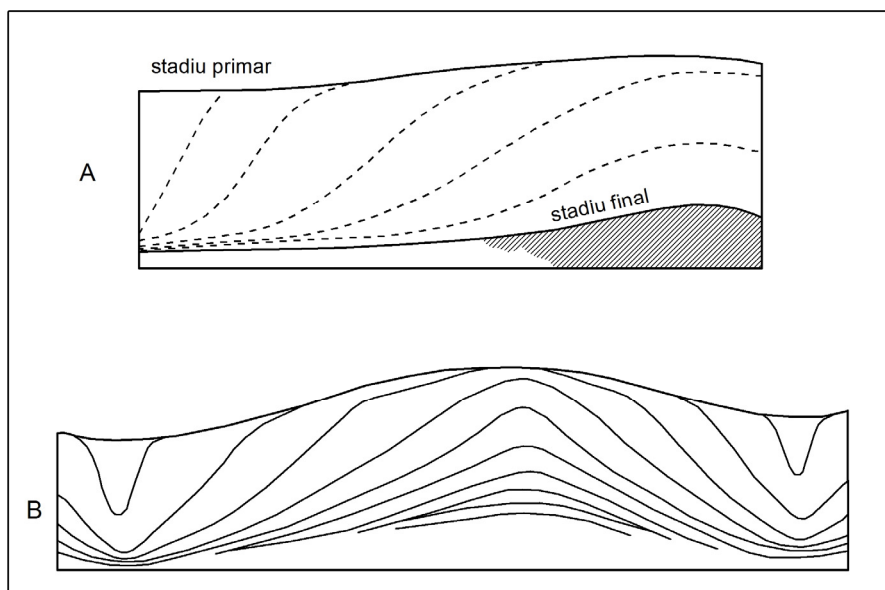


Fig. 4. 17. Evoluția versanților potrivit teoriei lui W. M. Davis; A - stadiul primar și stadiul final în concepția lui Davis; B - declinul versanților și adâncirea văilor (Davis, 1912, citat de Rădoane et al., 2000, p. 80)

Conform acestei teorii, o peneplenă poate fi înălțată prin mișcări tectonice, care deranjând profilul de echilibru a râurilor revigorează eroziunea. Acest fapt determină că râurile să intre într-un nou proces de adâncire, imprimând reliefului aspect de tinerețe. Privit evolutiv se va ajunge la un nou stadiu de maturitate, urmate de unul de bătrânețe, când din vechea peneplenă vor rămâne doar crestele concordante ale

interfluviilor. Tendința este cea a formării unei noi peneplene oarecum similară cu cea anterioară, dacă se mențin aceleași condiții. Prin intermediul acestei teorii Davis (1899 și 1912) a încercat să cuprindă în mod global evoluția generală a reliefului.

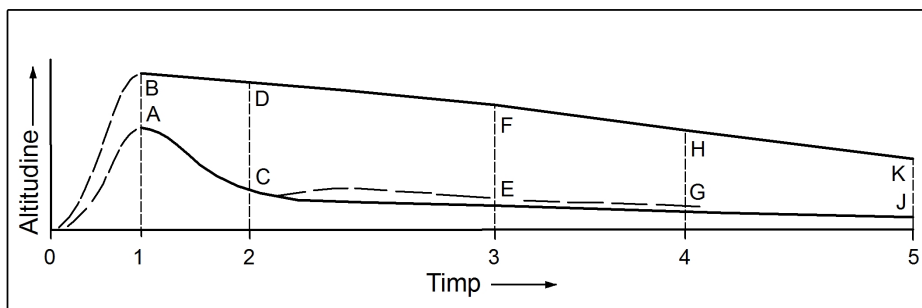


Fig. 4. 18. Evoluția reliefului după teoria lui W. M. Davis; B – K – profilul după înălțarea tectonică; A – J – profilul rezultat în final; 1 – 5 trecerea timpului (după Davis, 1899, p. 486)

Chiar dacă inițial Davis consideră că doar eroziunea normală, reprezentată de către apele curgătoare, determină nivelarea reliefului, ulterior în varianta teoriei sale din 1905, ia în considerare și ceilalți agenți geomorfologici, adăugând la ciclul eroziunii normale și alte cicluri - glaciatic, deșertic, marin și carstic – apreciate ca accidentale, deci secundare. Și în urma derulării acestor cicluri forme de relief derivată va fi reprezentată tot de către o peneplenă.

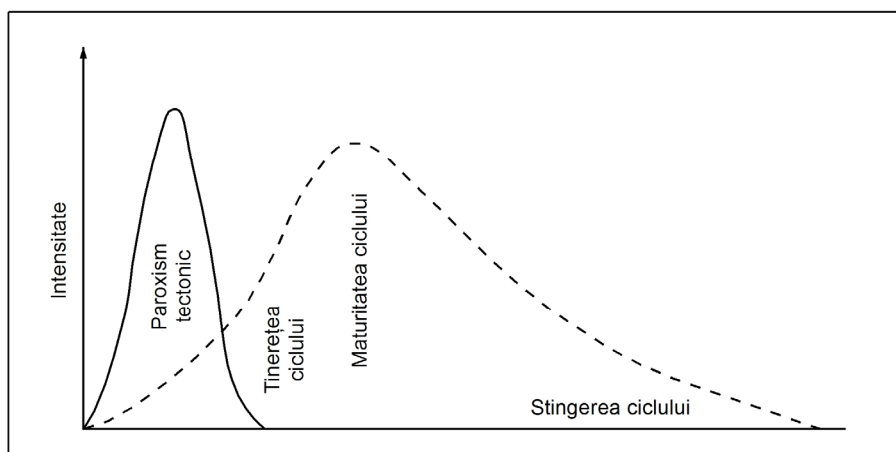


Fig. 4. 19. Raportul în timp, între tectonică și denudare, conform teoriei lui W. M. Davis (Mac, 1976, p. 40)

Această teorie s-a impus atât prin simplitatea și naturalețea ei, cât și prin talentul pedagogic al lui W. M. Davis, care a știut să o prezintă apelând la cele mai

bune argumente; ea a devenit astfel o veritabilă doctrină științifică, care a fost aplică decenii la rând în majoritatea școlilor de Geomorfologie.

Cea mai importantă critică adusă acestei teorii, în special de geomorfologii de factură naturalistă din Germania, are la bază faptul că perioadele de stabilitate tectonică sunt foarte lungi, comparativ cu cele caracterizate de o dinamică mai accentuată, care sunt considerate doar niște momente față de celelalte (fig. 4. 18 și 4. 19). Conform lui Davis (1899 și 1912) perioadele lungi de stabilitate sunt cele care ar asigura nivelarea reliefului până la forma finală de peneplenă. De asemenea, s-a contestat supraevaluarea rolului deținut de apele curgătoare în modelarea reliefului (fără a ține cont de influențele climatice și cele venite dinspre învelișul vegetal), precum și ignorarea proceselor de acumulare, pe fondul absolutizării celor de eroziune.

Cu toate aceste critici teoria lui W. M. Davis rămâne colosală, raportat la timpul și cunoștințele existente când a fost elaborată, fiind în același timp prima reprezentare teoretică majoră, bazată pe numeroase idei și noțiuni noi. În esență ea a atras atenția asupra originalității și complexității genezei formelor de relief, oferind totodată o cale pentru explicarea acesteia, și anume metoda genetică. După apariția acestei teorii sintagma – structură, proces, stadiu – a devenit axiomatică în Geomorfologie și a orientat cercetarea lăsând în urmă carențele invocate de cei care nu au înțeles pe deplin posibilitățile tehnice și de datare, din anii apariției ei.

b. Teoria treptelor de piemont

A fost redactată de W. Penck (1924) și publicată în lucrarea *Die Morphologische Analyse; Ein Kapitel der physikalischen Geologie*. Modelul de evoluție al reliefului propus se deosebește fundamental de cel propus de W. M. Davis (1899 și 1912), motiv pentru care a constituit prima alternativă majoră la Teoria ciclului de eroziune. Acest model conceptual aducea în atenție, în premieră, o serie de procedee de observare și cuantificare (cu privire la caracteristicile depozitelor și profilul versanților), a căror analiză să permită stabilirea vârstei și intensității mișcărilor tectonice.

Suprafața terenului este privită și în acest model ca un rezultat al competiției între mișcările de ridicare ale scoarței și procesele de denudație întreprinse de agenții subaerieni.

W. Penck (1924) pornește de la premisa că denivelările marginale, de natură erozivă a unui masiv montan, se amplifică și se extind în perioadele în care intensitatea ridicării este mai redusă, primind astfel o formă netedă sau concavă, în profil. Într-o fază mai evoluată de evoluție, din punct de vedere morfologic ele corespund unei trepte de piemont.

Promotorul acestei teorii susține că rolul principal, de control al evoluției reliefului, este deținut de relația reciprocă dintre rata eroziunii pe verticală și rata

ridicărilor tectonice (considerate elementul purtător de energie). Această relație bilaterală, mereu în schimbare, influențează forma profilului versanților (fig. 4. 21).

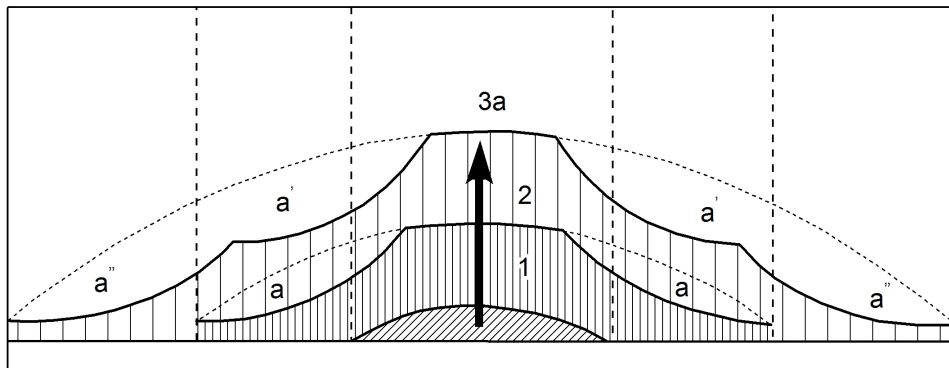


Fig. 4. 20. Formarea treptelor de piemont prin eroziune marginală, ridicarea în boltă și lărgirea zonei muntoase; 1, 2, 3 – creșterea masivului în altitudine; a, a', a'' – treptele piemontane (Penck, 1924, citat de Coteț, 1971, p. 386)

În cazul teoriei lui W. Penck (1924) evoluția reliefului pornește de la o suprafață primordiale numită primarrumpf (alcătuită preponderent din suprafețe convexe), care se consideră că s-au format prin eroziune, în faza mișcărilor reduse ca amplitudine pe verticală. Suprafața respectivă, care va fi supusă mișcărilor tectonice, se va înălța, primind aspect de munte (în cadrul căruia vor predomina suprafețele convexe), și în același timp își va mări suprafața. Simultan acționează și eroziunea prin intermediul râurilor care se vor adânci și vor crea la marginea masivului montan un relief în trepte (piedmonttreppen) (fig. 4. 21).

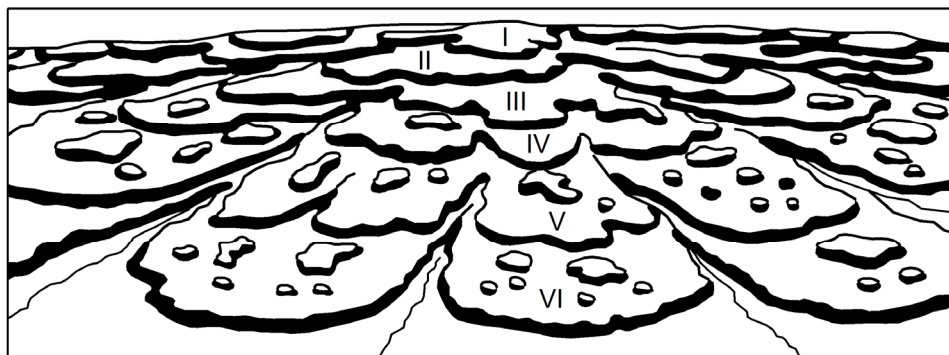


Fig. 4. 21. Sculptarea succesivă (II - VI) a unor trepte de piemont în suprafața inițială (I) paralel cu înălțarea zonei și evoluția concomitentă a văilor și versanților (Pecsi și Szilard, 1959, citați de Rădoane et al., 2000, p. 86).

Concret, aceste trepte de piemont sunt rezultatul retragerii muntelui sub acțiunea eroziunii regresive a râurilor. În condițiile în care pot interveni etape în care

rata de înălțare a muntelui scade, râurile nu se vor mai adâncii pe verticală, ci își vor dezvolta văi tot mai largi, pe seama retragerii paralele a versanților sau prin evoluția lor la un unghi constant.

Pe măsură ce înălțarea are loc concomitent cu eroziunea, treapta anterior formată este inclusă muntelui, întrunindu-se condițiile pentru formarea altei trepte. Se ajunge în ultimă instanță la formarea unui masiv montan alcătuit din trepte (de piemont), suprafața finală fiind denumită de autor *endrupf* (alcătuită preponderent din suprafețe de tip versant concave). Însuși esența acestei teorii constă în atașarea de trepte noi, în paralel cu recesiunea corelată a celor înălțate deja (fig. 4. 22).

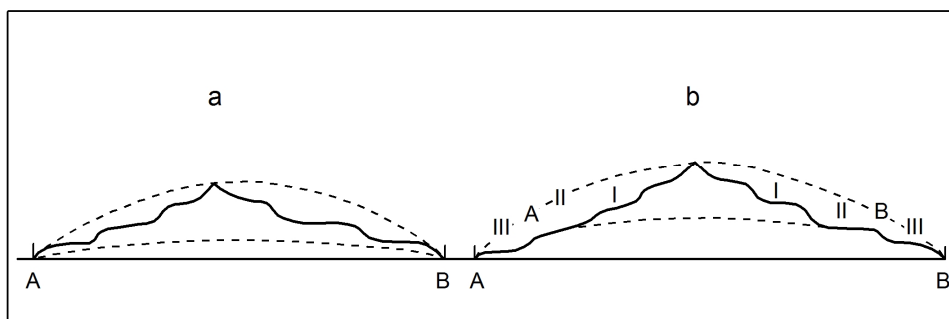


Fig. 4. 22. Evoluția reliefului în modelul lui W. Penck; a – fără lărgirea bazei; b cu lărgirea bazei (Penck, 1924, citat de Mac, 1976, p. 44)

În unele cazuri, retragerea rapidă a versanților, pe suprafețe mari, determină ca din treptele de relief existente odinioară să rămână doar martori de eroziune (inselberguri) înconjurați de pedimente extinse.

Treptele de piemont, cu aspect neted și valoare scăzută a pantei, sunt apropiate ca înfățișare de suprafața primordială. În același timp, materialele erodate pe parcursul modelării reliefului sunt depuse la periferia masivelor în bazine de acumulare, jucând rol de depozite corelative.

În cazul acestei teorii, rezultatul interacțiunii variabile dintre factorii endogeni și cei exogeni ai modelării reliefului se va reflecta în forma complexă a profilului versanților. Aceștia din urmă dobândesc o anumită declivitate, stabilă, care teoretic se menține și pe parcursul retragerii treptelor. Ca urmare, retragerea versanților și formarea unui profil concav, la nivelul unei trepte, semnifică diminuarea ritmului de înălțare tectonică; profilul drept sau rectiliniu indică un echilibru între ridicarea tectonică și denudare, profilul convex semnifică dominarea mișcărilor tectonice, în timp ce un profil complex indică modificarea succesivă a raportului dintre tectonică și denudare, ceea ce implică, pe alocuri, inclusiv un sens ascendent al evoluției și nu doar unul descendent ca în teoria lui W. M. Davis (1899 și 1912), în care muntele evoluează ireversibil spre peneplenă.

Comparativ cu teoria propusă de W. M. Davis (1899 și 1912), versanții nu ajung la bătrânețe, ci se retrag paralel pe direcția flancurilor văilor.

Este evident astfel că W. Penk (1924) admite nu o singură tendință de evoluție a reliefului, ci cel puțin trei (cu versanți drepecți, concavi și convecși). Conform acestuia, analiza versanților constituie calea pentru reconstituirea etapelor evolutive a reliefului dintr-un teritoriu.

Această teorie, așa cum a fost ea propusă, este mai riguroasă decât cea formulată de Davis (1899 și 1912), dar în același timp este mult mai limitată, potrivit-se unor teritorii mai restrânse. De exemplu, acceptarea ridicării munților sub forma unor versanți în trepte, nu corespunde pentru multe regiuni montane (Munții Alpi, Munții Asiei centrale, Munții Stâncoși etc.). Un alt minus al acestei teorii este reprezentat rolul principal care îi revine denudației, comparativ cu structura, care nu prezintă semnificație la nivel local ci doar la cel general, cum ar fi de exemplu culele mari; o explicație în acest sens poate fi pusă pe baza unei pregătiri geologice mai superficiale a geomorfologilor germani, comparativ cu cei din America. Cu toate criticile aduse teoria lui Penk (1924) s-a impus prin noutatea metodologică reprezentată de metoda analizei morfologice.

Comparativ cu teoria lui Davis (1899 și 1912) noutatea conceptuală se referă la manifestarea simultană și variabilă a factorilor interni și externi ai morfogenezei, fapt reflectat în morfologie. Formele de relief rezultate, prin trăsăturile lor morfometrice, permit reconstituirea mișcărilor scoarței, pornind de la ideea că într-un anumit context tectonic, versanții dobândesc o anumită declivitate, stabilă, care se menține și pe parcursul retragerii treptelor (Josan et al., 1996). În acest context, retragerea versanților și ajungerea la un profil concav al treptei de relief exprimă diminuarea ritmului de înălțare tectonică; profilul rectiliniu semnifică echilibru între ridicare tectonică și denudare; profilul convex înseamnă o tectonică mai intensă, comparativ cu denudarea, iar un profil complex exprimă alternanța în timp a primordialității factorilor morfogenetici interni și externi.

Abordate comparativ cele două teorii, cu toate că sunt diametral opuse, au totuși unele puncte comune, cum ar fi de exemplu faptul că suprafața primară a lui Penk este destul de asemănătoare cu peneplena lui Davis (Ohmori, 2003). Cu toate acestea se pare că în lumina actualelor concepte, referitoare la evoluția a scoarței terestre, niciuna din cele două teorii nu este în măsură să explice formarea reliefului prin orogeneză, așa cum se credea când au fost elaborate (Ohmori, 2003). Dacă ne raportăm la mișcările de ridicare tectonică și la denudarea concomitentă, care au loc în majoritatea orogenurilor actuale, înseamnă că suprafața primară a lui Penk nu poate exista așa cum a definit-o el (Ohmori, 2003). În cele din urmă, pentru a fi mai îngăduitor cu astfel de teorii, autorul citat, notează că ceea ce oferă fiecare dintre ele poate fi utilizat în funcție de nivelul cunoștințelor personale despre relief.

c. Teoria pedimentației

A fost formulată de geomorfologul sud-african L. C. King (1949, 1953 și 1957) și are la bază ideea retragerii paralele și constante a versanților, cu ei înșiși, lăsând în urmă o suprafața uniformă de teren cu înclinare redusă, denumită pediment (fig. 4. 23).

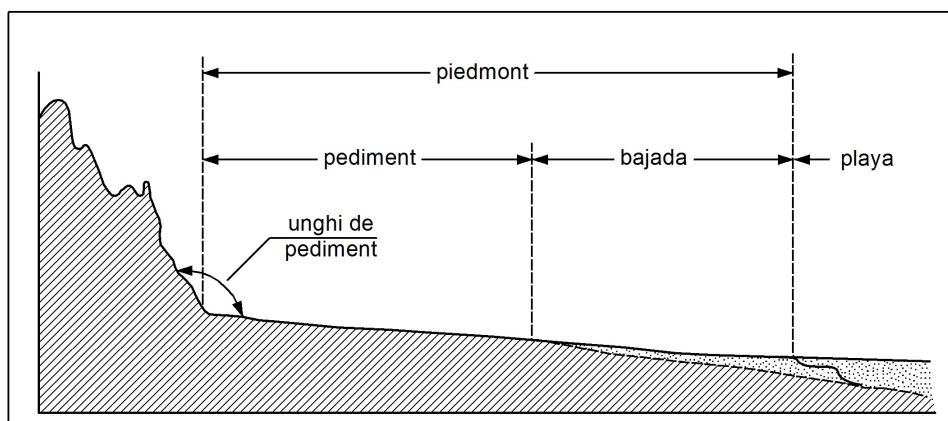


Fig. 4. 23. Profil transversal în care se evidențiază formarea pedimentelor
(Bloom, 1978, citat de Rădoane et al., 2000, p. 91)

Unirea sau îmbinarea acestora determină formarea unei pediplene, considerată forma finală a evoluției reliefului, conform acestei teorii. În faza inițială teoria pedimentației a fost concepută de McGee (1897), Bornhardt (1900), Johnson (1932) și K. Bryan (1933 și 1936) și era utilizată pentru explicația evoluției versanților în teritoriile cu climat arid și semiarid.

Suprafața inițială, de la care pornește evoluția reliefului, este reprezentată de o arie continentală care fost înălțată de mișcări tectonice. Procesele de eroziune, prin intermediul râurilor și al formațiunilor torențiale de modelare, formează un abrupt (kink), în vecinătatea coastei, care începe să se retragă și să migreze, către interiorul continentului. Acest stadiu evolutiv este considerat unul de tinerețe, iar adâncirea rapidă a rețelei hidrografice determină inclusiv formarea unor sectoare înguste în cadrul văilor. Ulterior, pe măsură reducerii vitezei de adâncire a râurilor, versanții ajung la un unghi de înclinare relativ constant, condiționat de litologie și de către procesele geomorfologice care au loc pe suprafața lor. Urmează apoi faza de maturitate, când adâncirea râurilor aproape încetează, dar se dezvoltă eroziunea laterală. Principala schimbare a peisajului geomorfologic constă în migrarea versanților departe de albiile râurilor, fără să se înregistreze modificări semnificative ale pantei (fig. 4. 24). Retragera versanților determină formarea la baza lor a unei suprafețe relativ netede, denumită pediment. El are un profil ușor concav al cărei pante se mențin în jurul valorii de 5° , rareori ajungând la 10° . Extinderea pedimentelor, de o parte de și alta a interfluviilor generează o pediplenă.

Consumarea aproape în întregime a interfluviilor determină formarea marilor de eroziune denumiți inselberguri. Mișcările tectonice, ulterioare formării unei peneplene, pot determina reluarea eroziunii la un nivel altitudinal inferior, fapt care va determina realizarea unei noi generații de pedimente (King, 1967), care se vor extinde treptat pe seama generației precedente, de unde caracterul etajat al suprafețelor de nivelare de tipul peneplanelor.

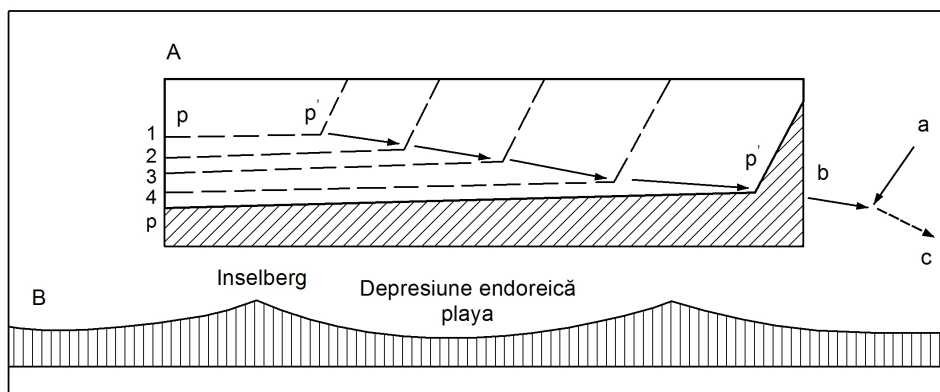


Fig. 4. 24. Evoluția reliefului conform teoriei lui L. King; A – modul de formare a pedimentului (p - p') ca efect al celor două forțe principale a și b, care determină retragerea succesivă a versanților (c); 1, 2, 3, 4 - fazele succesive ale lărgirii și coborârii pedimentelor; B – profilul general al unei pediplene (după Demanjeot, 1967, citat de Coteț, 1971, p. 308)

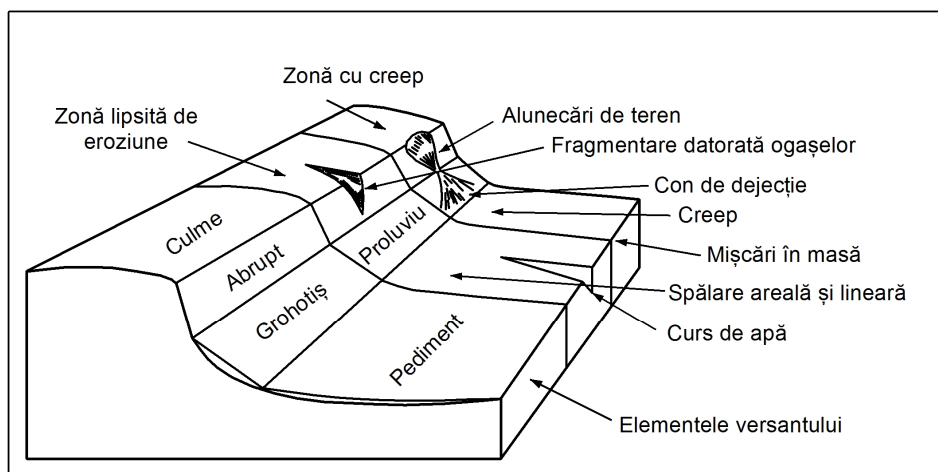


Fig. 4. 25. Elementele versantului (adaptare după King, 1957, citat de Mac, 1996, p. 324)

King (1953) a deosebit pentru suprafața versantului patru unități morfologice și funcționale (fig. 4. 25): *waxing slope* (panta în creștere sau convexă), *free face* (abruptul localizat pe roca dură), *debris slope* (taluzul cu sfărâmaturi) și *waxing slope*

(panta descrescândă sau pedimentul). Dintre acestea cel mai activ este abruptul versantului, care, fiind grefat pe roca în loc, se retrage, sub efectul alunecărilor de teren, prăbușirilor și scurgerii torențiale apei (rigole, ravene, torenți etc.). Materialele erodate, care nu rămân pe taluzul de la baza versantului sunt transportate și rareori depuse la periferia acestuia, de unde atributul de eroziune al suprafeței pedimentului.

Majoritatea cercetărilor lui King au fost efectuate în teritorii cu climat semiarid, fapt care a limitat încercarea de a extinde acest mod de evoluție a reliefului la alte regiuni, de unde și criticile de rigoare aduse modelului evolutiv, când s-a dorit acest lucru.

Cu toate acestea s-a admis că procesul de pedimentare se poate realiza nuanțat, în funcție de condițiile locale (lateritizare în zona caldă și umedă, crioplaneția în domeniul periglaciatic etc.), ajungându-se în cele din urmă, indiferent de climat la aceleași unități morfologice și funcționale ale versanților (eventual diferențiate de amploarea unor procese geomorfologice).

Astfel acceptată teoria lui King apare ca o lege ce guvernează dezvoltarea reliefului, care permite concilierea elementelor de bază din teoriile lui Davis și Penck.

În consecință, procesele principale urmează tiparul modelului davisian, derulându-se prin intermediul eroziunii fluviale, controlată de nivelul de bază, dependent, și el, de mișcările tectonice, iar efectele acestora se concretizează, la fel ca în teoria lui Penck, într-un relief în trepte, generat de retragerea versanților (Josan et al., 1996). Cert este că în modelul lui King procesele sunt mai importante decât structura, iar climatul devine și el important. Cu toate acestea forma finală, pediplena, este specifică îndeosebi regiunilor semiaride, în timp ce în regiunile umede, temperate și subpolare retragerea paralelă a versanților nu este așa de evidentă.

După parcurgerea primelor trei modele de evoluția a reliefului se poate concluziona că între există numeroase asemănări, așa cum au fost ele ilustrate schematic de către Thornes și Brunson (1977) (fig. 4. 26); pe scurt acestea sunt următoarele: evoluția reliefului este una de natură ciclică, care are loc pe fondul diferenței categorice existente între timpul scurt de înălțare sau de tinerețe a reliefului și timpul foarte lung al perioadei de eroziune și nivelare, aferent stadiului de bătrânețe; în teoriile celor trei autori (W. M. Davis, W. Penck și L. C. King) se acceptă o înălțare inițială viguroasă a suprafeței orizontale, după care procesele geomorfologice externe, devin dominante ca rată morfogenetică (predominând eroziunea), comparativ cu cele de natură tectonică (care au înălțat la început suprafața de uscat); se înregistrează simultan o decădere energetică a reliefului, la nivelul cuplului interfluvii-fund de vale (Rădoane et al., 2000).

Alături de aceste deosebiri există și asemănări evidente îndeosebi în ceea ce privește procesele geomorfologice și distribuția lor în timp. Sub aspect comparativ, în cazul teoriei lui W. M. Davis diminuarea energiei disponibile are loc atât la nivel morfologic, cât și procesual, o dată cu scăderea altitudinii interfluviiilor, retragerea versanților și nivelarea

generală (predominarea eroziunii la partea superioară și a acumulării la cea inferioară), pe când în teoriile lui W. Penck și L. King versanții rămân mai viguroși, chiar dacă se retrag în maniere specifice, ceea ce atestă că mai există disponibilitate energetică pentru morfogeneză, atât timp, cât nu se reduce totul la martori de eroziune și pedimente.

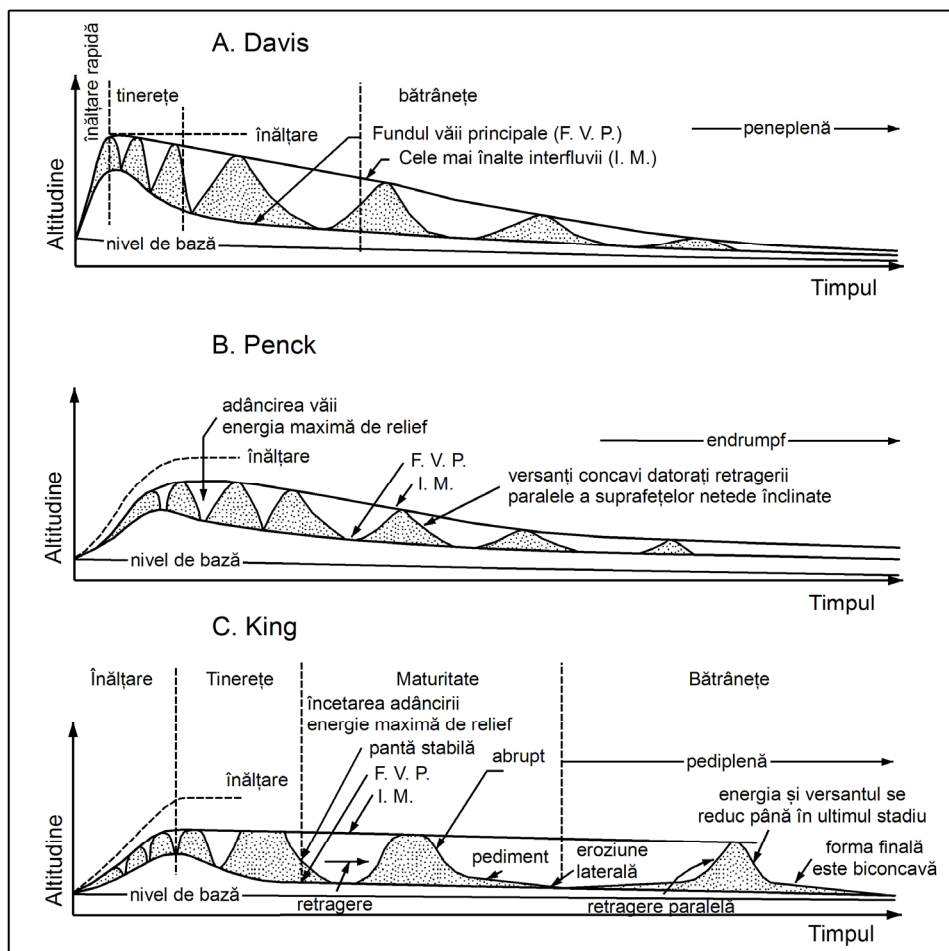


Fig. 4. 26. Sinteza principalelor modele ciclice (A - C) în raport cu evoluția reliefului, arătând relațiile între ridicare și timp (cu reprezentarea schematică a profilurilor versanților), presupunând un nivel de bază stabil: A. Modelul lui Davis (1899); B. Modelul lui Penck (1924); C. Modelul lui King (1953) (Thornes și Brunsten, 1977, citați de Rădoane et al., 2000, p. 93).

d. Teoria fragmentării repetate a reliefului

A fost propusă de R. E. Horton în anul 1945 și urmărește să explice formarea și organizarea rețele hidrografice, pe un teritoriu recent exondat și stabil sub aspectul

mișcărilor tectonice. Acest model evolutiv al reliefului se pretează pentru regiunile modelate de apele curgătoare.

Astfel, pe teritoriul proaspăt exondat și ușor înclinat, inițial are loc scurgerea apei în pânză, pentru ca apoi să se ajungă la organizarea ei în rigole despărțite de creste. Prin procese de captare se ajunge la reorganizarea rețelei inițiale, care devine mai dezvoltată, existând posibilitatea formării unor organisme torențiale, superioare ca dimensiune și organizare. Suprafețele de teren, care rămân între văile organismelor torențiale, vor fi situate altitudinal mai jos, pe măsură ce au loc noi reorganizări ale rețelei de drenaj, prin intermediul captărilor. Procesul de fragmentare a teritoriului inițial este unul continuu și are drept rezultat redistribuirea materialelor din componența reliefului, pe măsură ce rețeaua de drenaj ajunge să fie reprezentată de râuri. Spre finalul ciclului evolutiv din suprafața inițială de teren se păstrează doar resturi sub forma unor cumpene de apă, care separă bazinele hidrografice principale (fig. 4. 27). Toate suprafețele de teren, din cadrul bazinelor hidrografice, sunt situate altitudinal la niveluri inferioare, fiind și ele afectate în continuare de același proces de fragmentare, prin intermediul rețelei de drenaj. Conform lui Horton (1945) suprafața derivată rezultată, pe care o numește suprafața bazală, va avea forma unui segment paraboloid (intersectat paralel cu aria lui) și va servi ca nivel de bază suprafeței primare în detrimentul căreia s-a format.

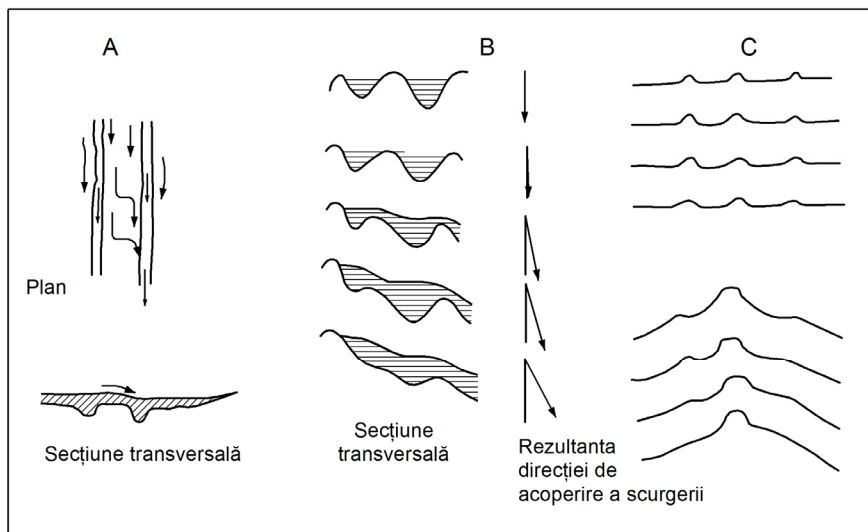


Fig. 4. 27. Dezvoltarea reliefului conform teoriei lui Horton; A – formarea organismelor de scurgere și curgere; B – creșterea grosimii stratului de scurgere și deplasarea prin difluență; C – profilul reliefului ca rezultat fragmentării repetate (Mac, 1996, p. 329)

Tot din această perioadă datează încă o teorie care pune evoluția reliefului pe seama fragmentării și a nivelării, și anume teoria lui Dibner (1951). Conform acestuia, evoluția unei suprafețe primare, proaspăt exondată, presupune într-un prim stadiu

fragmentarea reliefului prin intermediul rețelei hidrografice, caracterizată de restructurări repetate, pentru ca în cel de-al doilea stadiu să aibă loc nivelarea definitivă.

e. Teoria nivelurilor geomorfologice

Este rezultatul cercetărilor întreprinse de K. K. Markov (1948), cel care o fundamentează pe ideea că relieful, ca rezultat al interacțiunii agenților interni și externi, va prezenta anumite note de specificitate, care vor fi date tocmai de modul de acțiune a agentului modelator extern dominant.

Cu toate că acționează și alți agenți morfogenetici, alături de cel dominant, el va fi cel care va direcționa morfogeneza în cadrul unui nivel geomorfologic propriu conturat sub aspect energetic și spațio-temporal.

Noutatea adusă, față de celelalte teorii, este dată de faptul că, autorul acesteia, încearcă să demonstreze caracterul interacțiunii dintre factorii interni și externi (ai genezei reliefului) pornind de la natura agentului morfogenetic fundamental și localizarea lui atât pe orizontală, cât și pe verticală.

Practic fiecare agent geomorfologic, împreună cu procesele și mecanismele prin intermediul cărora acționează, asupra scoarței terestre, fiind situat pe o anumită poziție altitudinală, va îndeplini un rol principal și va condiționa morfologia suprafeței rezultate, în urma modelării.

Disponerea etajată, a nivelurilor geomorfologice este astfel rezultatul modului de interacțiunii ai factorilor interni și externi ai morfogenezei.

Au fost separate în acest sens mai multe niveluri, caracterizate de procese și forme de relief specifice.

Astfel, în domeniul litoral, unde are loc interacțiunea dintre tectonică și modelarea maritimă, va fi localizat nivelul geomorfologic de abraziune-acumulare, localizat altitudinal între -200 m și plus câțiva metri. Forma de relief definitorie este reprezentată de platforma litorală continentală.

Mai sus de acest nivel, cu extindere până la limita zăpezilor permanente, este localizat nivelul de denudare, în cadrul căruia agentul principal este fi reprezentat de apele curgătoare, care va modela fluvial și va nivela relieful, până la stadiul de peneplenă.

Următorul nivel, cel al zăpezilor veșnice și al ghețarilor, este conturat de prezența unei suprafețe mixte de exaratie și acumulare. În cadrul acestui nivel predominante sunt formele de relief nivale, glaciare și periglaciare. Acest nivel a suportat modificări altimetrice semnificative în Cuaternar, datorită variațiilor climatice și a mișcărilor tectonice.

La partea superioară a acestuia este localizat nivelul creștelor înalte (montane), considerat nivelul superior de denudare, mai sus de care relieful nu se mai poate dezvolta, deoarece denudația este atât de intensă, încât anulează efectul mișcărilor tectonice de înălțare, prin simpla intersectare a creștelor. Acest nivel este

considerat clar numai din punct de vedere orografic, fiind neclar din punct de vedere genetic (Markov, 1948 și 1957).

Conform acestei teorii evoluția reliefului merge în direcția individualizării de niveluri geomorfologice diferențiate altitudinal.

Mișcările tectonice pot dicta coborârea sau ridicarea nivelurilor, față de poziția altimetrică la care s-au format, existând astfel posibilitatea ca ele să fie deformate. Gradul de deformare constituie un mijloc pentru studiul amplitudinii și sensului mișcărilor oscilatorii (Markov, 1948).

f. Teoria suprafețelor poligenetice de nivelare

A fost propusă de I. A. Meșcereakov (1962 și 1968) și prin intermediul ei se evidențiază tendința generală de nivelare a suprafeței uscatului, ca urmare a interacțiunii complementare dintre eroziune (denudare) și acumulare. Prin erodarea rocilor din părțile mai înalte ale uscatului și acumularea lor în spațiile depresionare se ajunge la formarea unor suprafețe poligenetice. Acestea sunt rezultatul suprapunerii sau succesiunii mai multor tipuri de agenți, împreună cu procesele lor, care preiau pe rând funcția de control morfogenetic. Spre exemplificare, în acest sens, poate fi amintită Suprafața de nivelare Borăscu din Munții Carpați, care este rezultatul meteorizației, proceselor fluvio-torențiale, glaciare, periglaciare, eoliene etc. (Josan et al., 1996).

g. Teoria Gipfelflurului (nivelului de creste)

A fost pusă la punct de A. Penck (1894 și 1919) ea mai fiind cunoscută și sub denumirea de teoria nivelului creștelor. Autorul acesteia, în urma studiilor realizate în Munții Alpi, a observat existența mai multor niveluri de creste, situate la aceeași altitudine (fig. 4. 28). Pentru desemnarea acestui nivel superior el a folosit denumirea de Gipfelflur. La baza acestei teorii stă simultaneitatea proceselor de ridicare tectonică cu a celor de denudare.

Conform acestei teorii, un masiv muntos, ridicat de mișcările tectonice, va fi afectat de eroziune, care va determina reducerea înălțimilor prin două categorii de procese: cele datorate intersecției versanților și cele aferente dezagregărilor viguroase din altitudine. Astfel, oricât ar fi de mare intensitatea verticală a mișcărilor tectonice, relieful nu poate depăși un anumit nivel de denudare, fapt care implică apariția unui nivel superior al creștelor, denumit Gipfelflur. La acesta se adaugă nivelurile secundare de creste, care se formează prin intersecția versanților aferenți văilor secundare. Conform teoriei Gipfelflurului, aceste niveluri ar corespunde unor generații succesive de văi.

Această teorie, chiar dacă a fost mai puțin cunoscută, la momentul lansării ei, are concretizare teritorială în diferențierea planurilor de altitudine și a planurilor de

eroziune existente în masivele montane; practic ea se pretează îndeosebi munților înalți și are un caracter unilateral. De asemenea, ea a constituit unul din elementele de bază ale teoriei nivelurilor geomorfologice al lui Markov (1948).

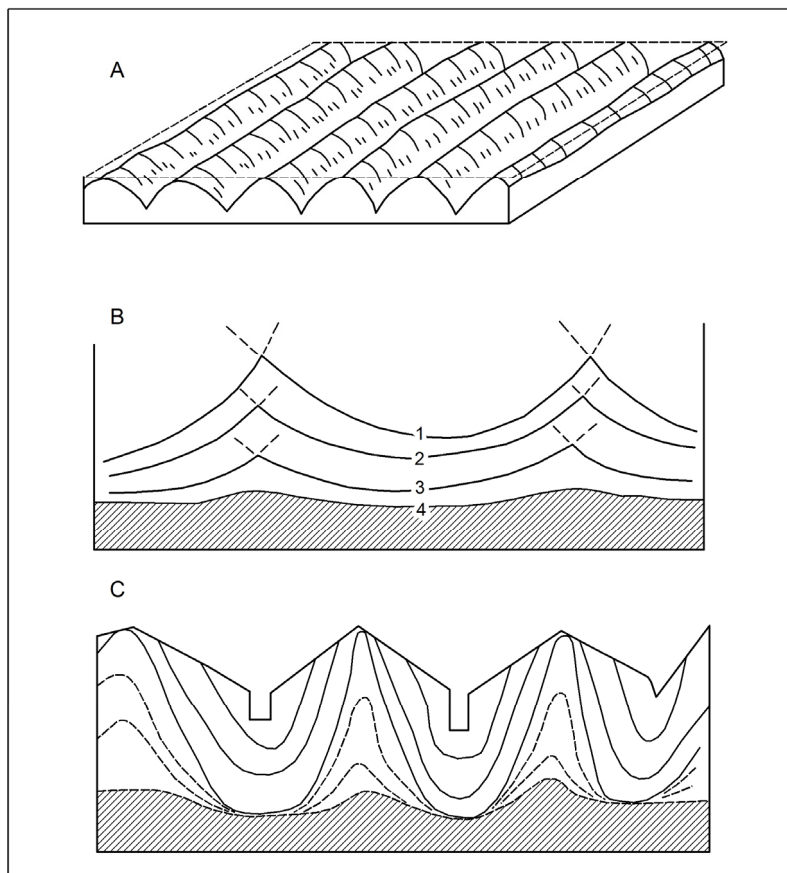


Fig. 4. 28. Nivele de înălțimi egale în concepția lui A. Penck; planul tangent al creștelor acestora putând fi similar unei peneplene (ca stadiu de evoluție); A - nivelul creștelor determinat printr-o serie de văi echidistante și egal adâncite; B - coborârea generală a altitudinilor reliefului prin retragerea succesivă și intersectarea versanților la nivele din ce în ce mai coborâte (1, 2, 3, 4 - stadii succesive de evoluție descendentă a reliefului sub influența denudării; C - formarea gipfelflur-ului în condiții ideale: rocă omogenă, văi de aceeași generație etc. prin stadii succesive de adâncire a văilor conjugate cu retragerea versanților și coborârea treptată a altitudinii reliefului (Penck, 1919, citat de Rădoane et al., 2000, p. 83).

h. Teoria suprafeței duble de planație

A fost propusă de Budel (1948) și se referă la morfogeneza specifică teritoriilor intertropicale (India, Uganda etc.), unde alterarea intensă a rocilor determină, formarea unei scoarțe de meteorizație cu grosimi de zeci de metri pe

alocuri. Se ajunge ca aceasta să izoleze roca în situ, de procesele geomorfologice care au loc la suprafața terenului.

Variația condițiilor climatice sau chiar tectonice poate conduce la adâncirea râurilor și declanșarea eroziunii, fapt care va determina evacuarea, produselor de meteorizație și aducerea la zi a suprafeței frontului de meteorizație. O astfel de nivelare sub acțiunea proceselor de suprafață și a celor subsuperficiale, din baza scoarței de meteorizație a fost denumită de Budel (1948) suprafață de dublă planăție (etchplain). Astfel de suprafețe se extind, atât datorită eroziunii, în mod similar pedimentelor și pediplenelor, dinspre periferie spre interiorul ariilor montane, cât și datorită acumulării depozitelor meteorizate, în detrimentul ariilor depresionare (Rădoane et al., 2000).

Prin faptul că scoarța de meteorizație se retrage, pentru a lăsa la zi suprafața până unde a pătruns alterarea, de-a lungul unui front mai mult sau puțin paralel cu el însuși suprafețele de dublă planăție reprezintă cazuri particulare ale peneplanării și pedimentării.

În aceste cazuri, morfogeneza de la partea superioară se evidențiază prin procese de eroziune în pânză și procese de deplasare în masă, ceea ce determină o evoluție prin pedimentație, în timp ce la nivelul suprafeței de contact dintre scoarța de meteorizație și roca în loc să aibă loc retezarea substratului prin procese specifice (Rădoane et al., 2000).

i. Teoria dezvoltării stadiale a reliefului

A fost inițiată de cercetătorii Gherasimov și Mescerjakov (1964) pornind de la bilanțul general dintre rata proceselor diastrofice pozitive (+T) și negative (-T), pe de o parte, și rata proceselor exogene de denudație (D) și acumulare (A), pe de altă parte. Au fost distinse în acest sens cinci stadii de evoluție a reliefului unui teritoriu (Gherasimov și Mescerjakov, 1964, citați de Rădoane et al., 2000):

- stadiul orogenic ($+T > D$) este caracterizat de mișcări tectonice de semn pozitiv care depășesc cu mult rata denudației, motiv pentru care condițiile sunt favorabile formării unui masiv montan;

- stadiul platogenic ($+T \approx D$), caracterizat de rate egale ale mișcărilor tectonice pozitive și ale denudării, favorizează geneza suprafețelor de denudație acumulare, nu foarte extinse;

- stadiul peneplenic ($+T < D$) este caracterizat de o rată mică a mișcărilor tectonice de înălțare și o extindere a elementelor morfologice care definesc peneplena; la modul general este specifică o dezvoltare descendentă a reliefului, care evoluează în direcția formării suprafețelor de nivelare;

- stadiul plenogenic ($-T = D$) este tipic unor depresiuni sau arii cu aspect de câmpii de acumulare, în cadrul cărora mișcările tectonice negative sunt compensate de rata acumulării depozitelor aduse de agenții geomorfologici;

- stadiul diaplenic ($-T > D$) este propriu situației în care în ariile de depresiune rata mișcărilor tectonice negative depășește cu mult rata aportului de materiale provenite pe calea denudației. În această situație specifice sunt ariile de denudare a râurilor, lacuri, supraînălțări ale albiilor râurilor și remanieri ale rețelei hidrografice. Pe scurt, procesele fluviale nu reușesc să compenseze cu material aluvionar coborârea pe verticală a suprafeței terenului, caz în care se instalează condiții lacustre.

j. Teoria tectono-geomorfologică

A fost elaborată de către Marie Morisawa (1975) pe baza mișcărilor tectonice și a schimbărilor induse de acestea. Pornind de la rezultatele studiilor referitoare la eroziune și reliefurile rezultate, efectuate de către diverși geomorfologi în diferite părți ale lumii, ea a concluzionat că există o rată mare de eroziune pe suprafețele de uscat ridicate, deoarece energia potențială pentru eroziune crește din cauza înălțimii mai mari și a energiei potențiale ridicate, ceea ce determină o energie cinetică și o viteză mare a apei care se scurge, care în cele din urmă accelerează eroziunea. De asemenea, ea mai menționează că rata denudării și relieful bazinelor hidrografice se corelează foarte bine.

Principalele premise ale acestei teorii sunt: formele de relief sunt efectul inegalității forțelor care acționează, al inegalității rezistenței substratului geologic sau al ambelor; variațiile formelor de relief sunt rezultatul inegalității ratelor cu care acționează procesele exogene asupra rocilor și a inegalității ratelor proceselor endogene; natura tinde să atingă un echilibru între forța proceselor geomorfologice și rezistența rocilor (cu toate acestea echilibrul nu este întotdeauna menținut, deoarece scoarța terestră este instabilă și dinamică, feedback-ul izostatic afectând atât ratele de ridicare și eroziune, cât și acumularea și tasarea); formele de relief actuale sunt rezultatul raportului dintre procesele endogenetice și exogenetice; în momentul creării sau ridicării a unei părți a suprafeței terestre ea suferă o schimbare rapidă a morfologiei din cauza proceselor morfogenetice exogenetice, rata schimbării depinzând de natura forței care acționează asupra rocilor și a rezistenței acestora; unele forme de relief pot fi explicate în termenii tectonicii plăcilor litosferice.

Comparativ cu teoriile care urmează în cazul acestora accentul se pune pe în principal modul în care se comportă factorii și procesele endogene. În funcție de ceea ce oferă ei va fi și acțiunea proceselor morfogenetice externe. Inclusiv echilibrul este dictat tot de comportamentul factorilor interni.

k. Teoria echilibrului dinamic sau echilibrul formelor de relief

A fost propusă de Gilbert (1877) și reluată apoi de către Hack (1960 și 1965). Interpretarea evoluției reliefului sub acest aspect a început să fie posibilă pe măsură ce în Geomorfologie a început să fie aplicată Teoria Generală a Sistemelor. Prin intermediul acesteia s-a demonstrat că relațiile dintre formele de relief și procesele geomorfologice sunt guvernate de feedback-uri negative, fapt care cauzează oscilații în jurul unei stări de echilibru (Summerfield, 2013). Dacă în viziunea teoriei davisiene, echilibrul este starea finală spre care se îndreaptă sistemul geomorfologic, în viziunea teoriei sistemice el poate exista într-o unitate de timp scurt, interpretată ca o condiție în jurul căreia oscilează comportarea sistemului (Rădoane et al., 2000).

Întrevederea posibilității deosebirii echilibrului în timp scurt a dat de gândit geomorfologilor, fapt soldat cu apariția de teorii ale evoluției reliefului total diferite de ale lui Davis și a contemporanilor și discipolilor lui; este vorba îndeosebi de Teoria echilibrului dinamic (Hack, 1960 și 1965), căreia îi este rezervat acest subcapitol, și de Teoria echilibrului dinamic metastabil sau a eroziunii episodice (Schumm, 1973, 1975 și 1977), care va fi prezentată în subcapitolul următor.

Teoria echilibrului dinamic a fost propusă de Hack (1960 și 1965) în urma studiilor efectuate în Munții Apalași, cu scopul combaterii teoriei lui Davis. Elementele de bază pentru elaborarea acestei teorii au fost reprezentate de: concluziile la care a ajuns Gilbert (1877 și 1880) în lucrările publicare despre Munții Henry și principiul echilibrului în formarea solurilor, sesizat și demonstrat de Nikiforoff (1942 și 1959).

Dintre concluziile lui Gilbert (1877 și 1880), care au făcut posibilă regândirea teoriei evoluției reliefului, din punctul de vedere al Teoriei Generale a Sistemelor, se remarcă cele referitoare la acțiunea eroziunii: în teritoriile în care a existat o lungă perioadă de denudare se remarcă o ajustare reciprocă între litologie și procesele geomorfologice; în cazul în care nivelul de bază, procesele geomorfologice și litologia rămân constante în timp suprafața terenului rămâne neschimbată coborând cu o rată constantă; relieful, panta și procesele sunt reglate în așa fel încât fiecare porțiune a suprafeței terenului produce aceeași încărcătură de sedimente; unde rocile sunt mai rezistente relieful va fi mai abrupt și accidentat, iar unde sunt mai puțin rezistente va fi mai puțin înclinat și fragmentat.

Preluarea acestor idei de la Gilbert (1877 și 1880) a determinat ca teoria să poarte numele celor doi cercetători.

Referitor la aplicarea principiul echilibrului în formarea solului, conform lui Nikiforoff (1942), i-a permis lui Hack (1965) să facă o analogie cu acesta, pe care a aplicat-o apoi în studiul reliefului. De exemplu, în cazul taluzurilor de grohotiș, în fiecare an, prin desprindere și cădere liberă de pe abrupt, se adaugă o anumită cantitate de material, care se menține constantă (Hack, 1965, citat de Rădoane et al., 2000). La

rândul ei o anumită cantitate din materialul depus este îndepărtată prin meteorizație, creep sau alte procese, ceea ce determină reducerea volumului taluzului. În același timp cantitatea absolută pierdută an de an prin aceste procese crește pe măsura creșterii acumulării. Acumularea de materiale la baza abruptului va continua să crească până când rata, cu care vor fi îndepărtate, va deveni egală cu rata acumulării. În cele din urmă taluzul va ajunge într-o stare de echilibru dinamic (steady state), iar volumul lui va rămâne același (Hack, 1965, citat de Rădoane et al., 2000).

În acest context, Hack (1960 și 1965), a regândit teoria evoluției reliefului și a elaborat conceptul echilibrul formelor de relief, fără a încerca să discrediteze teoria lui Davis. Ideea lui Hack (1960 și 1965) a fost să explice trăsăturile reliefului, pe baza bilanțului dintre formele de relief și procesele geomorfologice. Conform autorului acestei teorii, enunțul principiului echilibrului formelor de relief este următorul: relieful poate fi considerat o parte a unui sistem deschis în stare de bilanț staționar, în care fiecare versant și fiecare formă se ajustează una în funcție de cealaltă. Schimbările în formele topografice au loc ca o consecință a schimbării condițiilor de echilibru, dar nu au loc succesiuni de schimbări sau cicluri particulare prin care formele de relief, inevitabil evoluează Hack (1965, citat de Rădoane et al., 2000). Conform celor precizate, deosebiriile dintre formele de relief, de la un loc la altul, sunt date de diferențele impuse de rocă sau de procesele geomorfologice care le modelează. Modificările în timp pot fi generate de schimbări climatice sau tectonice sau de schimbări ale tipului și structurii rocii datorită coborârii suprafeței de eroziune (Rădoane et al., 2000).

În continuare, autorii citați menționează că, analiza formelor de relief, sub auspiciile acestui concept, indică o anume independență față de timp, care la urma urmei ne arată că evoluția sau schimbare nu au loc. Paradoxul poate fi explicat în felul următor: schimbările profunde și importante au totuși loc; când sistemul se apropie de echilibru majoritatea urmelor morfologice ale trecutului sunt îndepărtate, condiții în care formele și depozitele superficiale foarte subțiri sunt explicate în termenii condițiilor de rocă și mediu care există în prezent sau care au existat în trecutul recent; de asemenea, trăsăturile relict care s-au format în alte condiții se păstrează numai dacă echilibrul nu a fost atins (Rădoane et al., 2000).

Dintre deficiențele unei astfel de abordări se remarcă următoarele: condiția de uniformitate poate exista doar pe anumite suprafețe limitate și nu pe întreaga suprafață a unui bazin hidrografic, pe termen lung; acest fapt se datorează coborârii suprafeței bazinului de drenaj spre nivelul de bază, ceea ce va determina inclusiv o reducerea a gradientului fluxurilor, lucru resimțit în cele din urmă inclusiv în bazinele afluențe; schimbările tectonice și climatice sunt susceptibile să conducă la modificarea naturii și ratelor proceselor morfogenetice de-a lungul timpului; scăderea progresivă a suprafeței bazinului, datorită eroziunii vă expune în câmpul denudării litologii diferite; întreținerea echilibrului dinamic presupune o adaptare rapidă la astfel de schimbări, dar cu toate acestea în unele locuri se păstrează multe

forme de relief relict; conceptul de echilibru dinamic este aplicabil la acele teritorii care sunt erodate mai lent, care nu au experimentat schimbări climatice majore și care sunt efectiv izolate de modificările nivelului de bază (Summerfield, 2013).

Urmărind cele propuse de Hack (1960 și 1965) se pune întrebarea dacă există posibilitatea concilierii evoluției (pe termen lung) cu echilibrul (pe termen scurt). Încercarea ajungerii la un acord sau mai clar spus la înțelegerea manifestării în timp lung a formelor de relief care în timp scurt exprimă starea de echilibru s-a realizat prin intermediul teoriei lui Schumm (1973, 1975, 1977 etc.), cea care consideră că evoluția și echilibrul pot fi scoase din conflictul ireductibil în care se află la prima vedere.

I. Teoria echilibrului dinamic metastabil sau Teoria eroziunii episodice

Ea are la bază ideea că denudarea nu este treptată și continuă, ci mai degrabă episodică (Schumm, 1975).

Urmărită atent, evoluția reliefului include numeroase perioade de eroziune rapidă, văzute ca episoade de instabilitate și depunere sau acumulare, cu precizarea că perioada de eroziune rapidă este urmată de o perioadă lungă de depunere (Schumm, 1975). Repetarea celor două tipuri de perioade, conform autorului citat, întreține complexitatea evoluției și dezvoltării formelor de relief.

S. A. Schumm (1975) consideră că geneza și evoluția formelor de relief (complexitatea peisajului geomorfologic) poate fi explicată prin intermediul a două concepte: conceptul de prag și conceptul de răspuns complex (al sistemului); conceptele menționate au fost propuse și susținute de Schumm (1973, 1975, 1977 și 1979), în numeroase studii și cu ocazia conferințelor la care a participat.

Prin intermediul acestor concepte Schumm (1973, 1975 și 1979) a demonstrat caracterul episodic al eroziunii.

Cele două concepte, luate împreună și aplicate în studiul unui râu ajută la înțelegerea faptului că schimbările, care apar, nu sunt cauzate întotdeauna de factori externi, cum ar fi ridicarea tectonică, ci sunt rezultatul unor controale geomorfologice inerente ale procesului fluvial de eroziune. De exemplu, dacă pe unele sectoare de râu există depozite formate în urma procesului de acumulare, ele pot deveni instabile, pe măsură ce gradientul pantei albiei crește, tocmai datorită continuării procesului de sedimentare, care atinge o anumită limită, care are valoare de prag. Ca răspuns al sistemului se inițiază eroziunea lor, tocmai datorită creșterii vitezei curentului de curgere, o dată cu creșterea pantei. Este astfel evident, că modificările care au avut loc pe sectorul respectiv de albie, și anume trecerea de la acumulare la eroziune, cu tot ceea ce înseamnă schimbările formelor de relief, nu a avut loc datorită unor variabile externe ale sistemului fluvial, ci au fost cauza dezvoltării interne a acestuia (răspuns complex pe fondul existenței echilibrului metastabil). În același timp, schimbările care au loc pe un anumit segment al râului nu au un impact instantaneu pe întreaga lungime a râului.

Toate acestea demonstrează că elementul cheie al teoriei lui Schumm constă în faptul că albiile se adâncesc episodic și nu continuu (Summerfield, 2013). Astfel de incizii ale patului aluvial pot fi cauzate de factori externi, cum ar fi o inundație majoră, dar poate apărea și ca urmare a depășirii unui prag geomorfologic, din cauza acumulării de sedimente, determinând atingerea gradientului canalului, considerat în acest caz un prag de instabilitate (Summerfield, 2013).

O astfel de situație poate fi descrisă ca una de echilibru dinamic metastabil și diferă de conceptul de echilibru dinamic, prin faptul că reducerea cotei patului albiei are loc discontinuu și nu progresiv. În condițiile echilibrului dinamic metastabil, fazele echilibrului staționar sunt punctate de ajustări care implică depășirea pragurilor fie externe, fie geomorfologice (interne), care mută echilibrul staționar la un nou nivel (fig. 4. 29), și anume cel de echilibru dinamic metastabil.

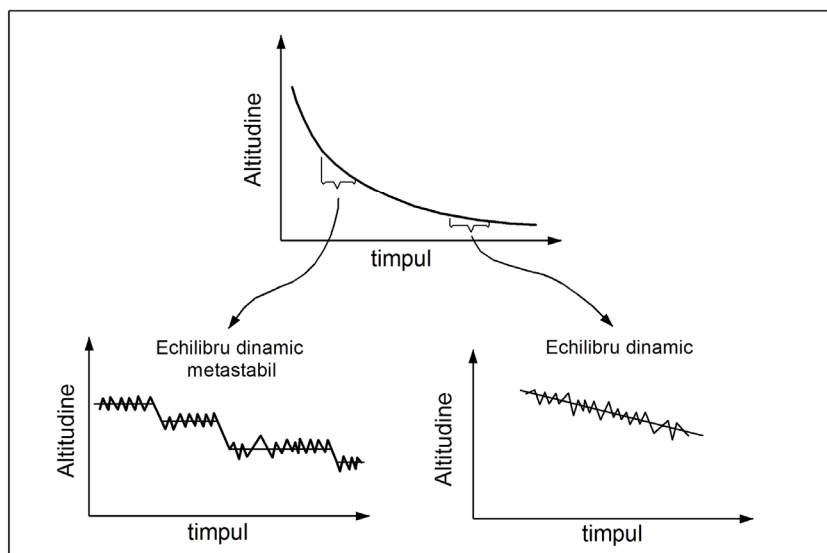


Fig. 4. 29. Evoluția erozională a părții inferioare a unei văi în condiții de echilibru dinamic metastabil și echilibru dinamic, depinzând de timpul ciclului de eroziune (după Schumm, 1977, p. 90)

Plecând de la aceste premise Schumm (1975) susține că este posibil să se înlocuiască noțiunea davisiană de schimbare progresivă cu un model de evoluție a reliefului în care schimbarea are loc într-o manieră treptată (fig. 4. 30).

Mergând mai departe există și situația când intervin și variabile externe, cum ar fi înălțarea tectonică, care se suprapune cu ceea ce se întâmplă în interiorul unui sistem fluvial, care se află în situația traversării unor praguri de natură internă soldate cu răspunsuri complexe, cum ar fi trecerea de la acumulare la eroziune. Înălțarea tectonică având posibilitatea de a conduce direct la eroziune fluvială ne duce cu gândul la ceea ce se întâmplă în stadiul de tinerețe din Teoria ciclului geografic al lui Davis (1899).

În momentul în care intervine răspunsul complex al sistemului, în cazul de față cel fluvial, și are loc alternanța eroziunii și a acumulării, pe același sector, avem de-a face cu un răspuns al sistemului, care întrerupe eroziunea, cea care ar trebui să fie continuă conform cu ridicarea tectonică, specifică stadiului de tinerețe. Se ajunge astfel ca perioadele de eroziune, să fie separate de perioade fără eroziune, eventual de acumulare, considerate stabile, raportat la ceea ce trebuia să fie continuă și anume eroziunea (considerată o stare de instabilitate, dar normală în teoria lui Davis).

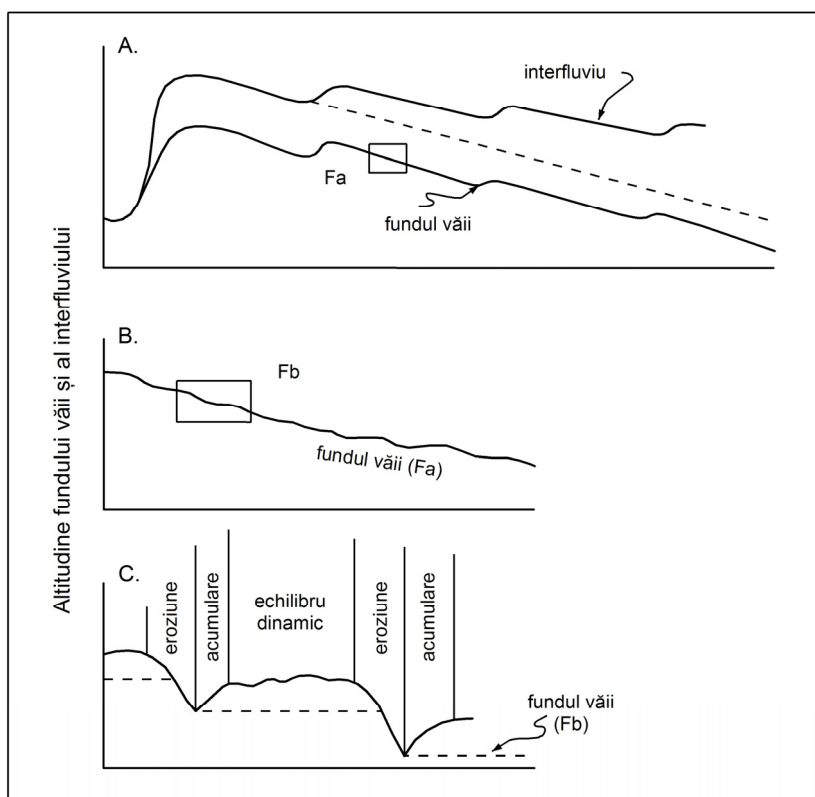


Fig. 4. 30. Conceptul ciclului geomorfologic modificat; A. Ciclul de eroziune urmează ridicării tectonice cum l-a imaginat W. M. Davis (linia întreruptă), dar este afectat de ajustări izostazice a denudației (linia plină); B. Porțiuni ale fundului văii (Fa) arătând natura episodică a descreșterii altitudinii fundului văii; C. Sector de fund de vale (Fb) arătând perioada instabilității, alternând cu lungi perioade de echilibru dinamic (Schumm, 1975, cu completări, citat de Rădoane et al., 2000, p. 102)

S-a ajuns astfel ca aceeași cauză, ridicarea tectonică să declanșeze procese diametral opuse, așa cum sunt eroziunea și acumularea. Alternanța dintre eroziune și acumulare este în măsură să explice inclusiv treptele păstrate sub forma unor terase la partea inferioară a văilor. Prezența teraselor indică faptul că văile se adâncesc mai degrabă episodic decât continuu (Schumm, 1977).

În aceste condiții, de succesiune a unor stări diametral opuse (eroziune și acumulare), morfologia devine și ea una complexă și din simplul motiv că dacă are loc un eveniment, la nivelul oricărui segment al albiei, nu există un impact instantaneu al acestuia pe întreaga lungime a albiei. Se asistă astfel la posibilitatea ca după încetarea influenței unei variabile sau după ce pragul a fost depășit, efectul la nivelul formelor de relief să fie încă prezent (fig. 4. 31).

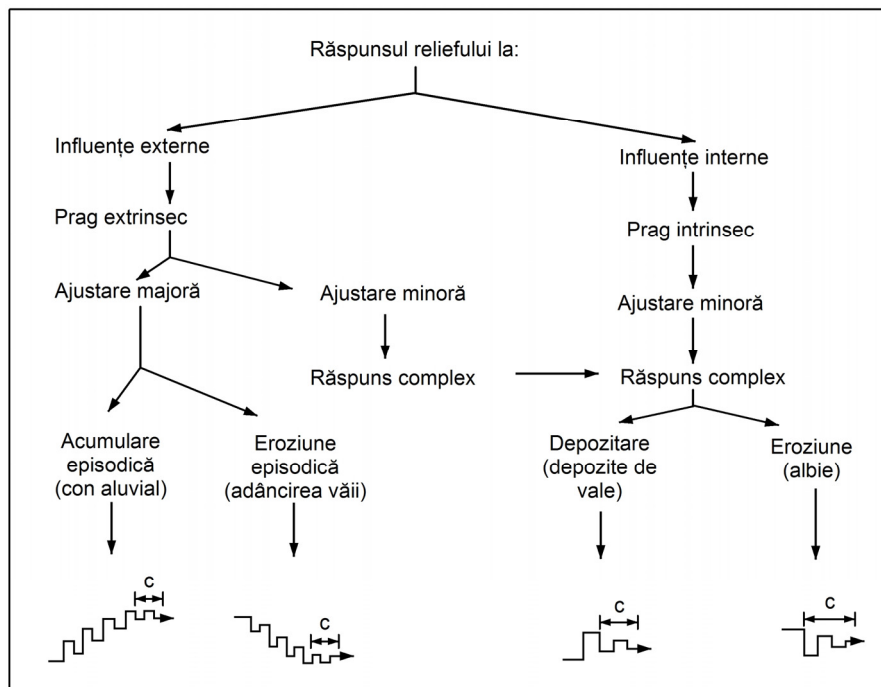


Fig. 4. 31. Tipuri de răspuns ale reliefului la schimbări; se notează că ajustarea finală la influențele externe este în fiecare caz tipic un răspuns complex (c). Schița arată variațiile altitudinii suprafeței în timp (după Schumm, 1977, p. 323)

Cu toate că ideile lui Schumm (1975) nu au fost acceptate în manieră egală de către geomorfologi, studiile ulterioare, care au implicat cercetarea pragurilor și analiza răspunsului complex, au văzut în această teorie o posibilă reconciliere între teoria lui Davis (1889 și 1912), care are la bază ideea unei dezvoltări progresive, de natură ciclică a reliefului, și cea a lui Gilbert (1877) și Hack (1960 și 1965), a existenței unui echilibru dinamic, cu scopul abordării într-o viziune organică a formelor de relief.

Teoria lui Schumm (1975) este astfel una cu certe valențe unificatoare în vederea găsirii unui model care să surprindă toate fațetele genezei și evoluției formelor de relief, pornind de la procesele morfogenetice (interne și externe). Ultimii doi termeni trebuie înțeleși atât ca factori morfogenetici (interni și externi ai Terrei), cât și variabile (interne și externe ale unui sistem geomorfologic).

În urma analizei profunde a operei lui Davis (1899), Summerfield (2013) ajunge la concluzia că acesta a subliniat la un moment dat că râurile ar putea să nu mai facă față cantității crescute de sedimente, fapt care va determina reducerea eroziunii și ajustarea ei prin agradare. Printr-o astfel de formulare, însoțită inclusiv de reprezentări grafice, el a anticipat, în unele privințe conceptul de eroziune episodică (Summerfield, 2013).

Ultimele două teorii prezentate, prin versatilitatea de care dau dovadă, au reușit îndreptarea atenției de la evoluția pe termen lung a reliefului, la cea pe termen scurt, răspunzând astfel la întrebări mai pretențioase, legate de natura schimbărilor geomorfologice, care afectează suprafețe mai reduse ale scoarței terestre, cum sunt de exemplu albiile râurilor. Acest lucru este posibil inclusiv prin dezvoltarea tehnică și conceptuală din ultimele decenii, fapt care a permis, de exemplu, integrarea conceptului de echilibru dinamic, a lui Hack (1965), precum și cel de echilibru dinamic metastabil (Schumm, 1975) în evoluția progresivă a reliefului, bazată pe principiul evoluției reliefului, așa cum a fost enunțat de Davis (1899). De asemenea, noile date, despre mișcările de ridicare tectonică ale scoarței terestre, corelate cu ratele de denudare a diverselor teritorii, calculate prin intermediul metodelor moderne existente în prezent, permit aprecieri mult mai obiective despre modelarea substratului geologic de către procesele geomorfologice actuale sau de către cele din Pleistocen și Holocen.

Concluzii. Teoriile prezentate, așa cum au fost elaborate de către autorii lor, reprezintă încercări care au rolul de a explica geneza și evoluția reliefului terestru sub efectul conlucrării factorilor interni și externi ai morfogenezei. Analiza detaliată a reliefului Terrei evidențiază că formarea lui este mai complicată decât spiritul oricărei teorii (Mac, 1976) și că evoluția nu se face după vreo schemă șablon (Posea et al., 1976). Evoluția reliefului fiind foarte complexă, depinde de o serie de factori care se schimbă pe parcurs, determinând reorientări și uneori reluări, întotdeauna însă, pe baze noi (Josan et al., 1996).

Majoritatea teoriilor prezentate propun o evoluție ciclică a reliefului, care poate fi exprimată astfel: pe termen lung un teritoriu poate urma o evoluție care să-l conducă la revenirea lui în condiții relativ asemănătoare, cu cele din faza inițială luată ca reper (Rădoane et al., 2000). Conform autorilor citați, aproape fără excepție s-a considerat că în faza inițială și finală relieful este asemănător unei câmpii ușor ondulate, adică un relief de joasă energie. Dezvoltarea ciclică a reliefului presupune că formarea acestuia a avut loc în faze succesive, ireversibile, pornind de la o suprafață primară uniformă, proaspăt exondată, și având ca rezultat o suprafață derivată, netezită de eroziune. Alături de conceptele care propun o evoluție ciclică a reliefului există și categoria celor care neciclice sau neoevoluționiste

Trecerea de la elaborarea unor modele ciclice (Teoria ciclului geografic, Teoria treptelor de piemont, Teoria pedimentației, Teoria fragmentării repetate a

reliefului, Teoria nivelurilor geomorfologice, Teoria Gipfelflurului, Teoria suprafeței duble de planăție, Teoria dezvoltării stadiale a reliefului etc.), atotcuprinzătoare ale evoluției reliefului, spre modele neciclice (Teoria echilibrului dinamic al formelor de relief) sau Neoevoluționiste (Teoria eroziunii episodice), care doresc să elucideze mai degrabă geneza și evoluția formelor de relief contemporane (prin analize și măsurători de durată în teren și laborator, prin urmărirea raporturilor dintre proprietățile rocilor și specificul mecanic al proceselor geomorfologice fluviale, litorale, glaciere, periglaciare, eoliene, antropice etc.), atestă că în prezent elaborarea unor teorii generale privind evoluția reliefului a încetat să mai fie o preocupare de prim rang a geomorfologilor (Ielenicz, 2005). În schimb, așa cum am notat mai sus, cunoașterea formării și evoluției formelor de relief trebuie realizată plecând de la procesele și mecanismele geomorfologice specifice fiecărui domeniu de modelare.

Doar pornind de la astfel de baze, fără obligația de a urma o cale predestinată, specifică teoriilor reduționiste și pline de idei finaliste, la adresa evoluției reliefului, există șansa unei abordări evoluționiste de tip dialectic, care de altfel a stat la baza progreselor majore înregistrate de Geomorfologie, în ultimele decenii (Josan et al., 1996). Practic, pe o astfel de cale se poate ajunge la cunoașterea și înțelegerea adecvată a reliefului, în raport cu cerințele actuale ale emancipării Geomorfologiei, pentru a performa cât mai eficient în domeniile educației, ingineriei, planningului, și managementului mediului.

CAPITOLUL 5

GENEZA ȘI EVOLUȚIA TERREI

În condițiile în care în tratatele ce studiază relieful se discută și se aprofundează tot mai frecvent conceptul de Geomorfologie planetară (Summerfield, 1991 și 2013; Bridge și Demico, 2008; Huddart și Stott, 2010 etc.), făcându-se referiri inclusiv la relieful celorlalte planete din Sistemul Solar, merită abordată problema genezei și evoluției Terrei, începând cu etapa cosmică și continuând apoi cu cea geologică și geomorfologică.

5.1. TERRA

Ea este una din cele nouă planete existente în cadrul Sistemului Solar, din Galaxia Calea Lactee. Înainte de analiza în detaliu a reliefului suprafeței terestre trebuie cunoscute câteva elemente de Geomorfologie planetară. Această ramură a Geomorfologiei studiază forma generală a Terrei (sub aspectul formei, dimensiunii, genezei și evoluției sale în cadrul Sistemului Solar) și distribuția continentelor și oceanelor.

Cu toate că stabilirea modalității în care s-a format și evoluat Terra, în primele sale etape, nu reprezintă una din preocupările de bază ale Geomorfologiei, cunoașterea momentelor de la care s-a pornit, pentru a se ajunge ulterior la relieful complex de acum, este indispensabilă. De asemenea, interpretarea informațiilor de natură astronomică și geologică, contribuie la descifrarea stadiilor parcurse de suprafața terestră până la actuala configurație a continentelor și bazinelor oceanice. În același timp, configurația anumitor forme de relief nu poate fi argumentată dacă nu se cunoaște de exemplu forma, precum și mișcarea de rotație a planetei.

Pentru a desemna **forma Terrei** se utilizează diferite noțiuni: *elipsoid de rotație* (adică o sferă imperfectă datorită bombării existente în plan ecuatorial și a turtirii de la poli, din cauza mișcării de rotație), *sferoid* (deoarece turtirea de la poli este foarte redusă diferența între semiaxe este foarte mică, adică doar 21 km, comparativ cu valoarea de peste 6.300 km a razelor), *geoid* (constituie formă neregulată, rezultată din prelungirea imaginărilor a apei liniștite a mărilor și oceanelor pe sub continente; adică o suprafață echipotențială care corespunde cu nivelul Oceanului Planetar), *terroid* sau *teluroid* (se aseamănă cu cea de geoid doar că turtirea este mai pronunțată la Polul Sud comparativ cu Polul Nord, de unde și aspectul de pară; în cazul terroidului, luând ca referință forma geoidului se observă

ca turtirile mai pronunțate corespund continentelor, iar bombările oceanelor; acestea din urmă datorită proprietăților scoarței oceanice sunt mai predispuse la centrifugare) etc.

La exterior suprafața planetei este definită de **suprafața topografică**, și anume totalitatea formelor de relief existente, indiferent de geneza lor; este vorba de o suprafață care nu poate fi cuprinsă într-un model matematic uniform, tocmai datorită variației neregularităților care o caracterizează.

Principalele **dimensiuni** ce caracterizează Terra ca planetă, având forma unui elipsoid de rotație, sunt următoarele: suprafața $5,101 \cdot 10^8 \text{ km}^2$; volumul $1,083 \cdot 10^{12} \text{ km}^3$; masa $5,978 \cdot 10^{24} \text{ kg}$; densitatea medie $5,517 \text{ gr/cm}^3$; accelerația gravitațională la ecuator $9,78032 \text{ m/s}^2$; viteza de rotație la ecuator $0,465 \text{ km/s}$ (1.674 km/h); circumferința ecuatorială $40.075,24 \text{ km}$; semiaxa mare a globului terestru (a) $6378,16 \text{ km}$; semiaxa mică a globului terestru (b) $6356,774 \text{ km}$; diametru 12.756 km ; bombarea zonei ecuatoriale (a-b) $21,5 \text{ km}$; turtirea (a-b)/a $1/298.24 = 0,00359$ (Summerfield, 1991 și 2013; Rădoane et al., 2000; Bridge și Demico, 2008).

Mișcările Terrei. Alături de geneza din cauze cosmice dimensiunile Terrei sunt influențate și de mișcările pe ea care le realizează aceasta: *mișcarea de rotație* (are loc în jurul propriei axe, care este înclinată cu $23,5^\circ$ față de planul față de planul perpendicular pe planul ecliptic, se face de la vest spre est într-un interval de $23 \text{ h } 56' 4''$; timpul respectiv este numit zi siderală, în timp ce durata de 24 de ore reprezintă durata medie a rotației complete în raport cu Soarele de unde și denumirea de zi solară medie; dintre consecințele acestei mișcări se remarcă: creșterea forței de gravitație spre poli; forma de elipsoid de rotație a planetei; accelerarea corpurilor care se deplasează spre Ecuator; decelerarea corpurilor care se deplasează spre poli; apariția forței Coriolis cea care determină ca orice corp material care se deplasează de la poli spre ecuator să se abată spre vest, iar cele care se deplasează invers să se abată spre est; forța Coriolis influențează atât eroziunea la malurile râurilor cât și direcția curenților de convecție subcrustali, dovadă stând în acest sens inclusiv curburile dorsalei din Oceanul Atlantic; succesiunea zilelor și a nopților), *mișcarea de revoluție* (are loc în jurul Soarelui, de-a lungul unei orbite de formă eliptică, cu o viteză care variază între 29 și 32 km/h ; durează 365 de zile, 6 ore, 9 minute și 11 secunde, iar distanța străbătută este de 940 milioane km; la începutul lunii ianuarie se înregistrează Periheliu, când Terra se află cel mai aproape de Soare, 152 milioane km -, iar la începutul lunii iulie Afeliu, când Terra se află cel mai departe de Soare, 147 milioane km; locul Terrei pe orbită, care se învâрте în jurul unei axe înclinate, determină alternanța anotimpurilor, cu tot ceea ce înseamnă efectul lor în morfogeneză; în funcție de poziția planetei pe orbită vă fi și numărul meteoriților captați, în sensul că în luna august se apropie de norul Perseidelor, iar în luna octombrie de Orionide; se realizează concomitent cu mișcarea de rotație), *mișcarea de precesie* (durează

25.765 ani și este rezultatul deplasării punctului de pe orbită în care au loc echinocțiile cu 50,3 secunde de arc pe an, motiv pentru care fenomenul este foarte lent) și *mișcarea de nutație* (reprezintă variația unghiului pe care îl face axa de rotație a Pământului cu axa de precesie; are un ciclu de circa 18,6 ani și se consideră că este cauzată de forța gravitațională cu care Luna acționează asupra Terrei).

În urma acestor mișcări s-a format și se menține în continuare morfologia cosmică a Terrei. Pornind de la ea pot fi deosebite apoi formele de relief datorate factorilor geologici și apoi a celor geomorfologici.

Planetologie comparativă. Cunoașterea formării, evoluției și morfologiei Terrei se poate realiza inclusiv prin raportarea la ceea ce s-a întâmplat, sub acest aspect, în cazul planetelor asemănătoare din Sistemul Solar.

Planetele din cadrul acestuia se împart în două categorii: interioare sau terestre (Mercur, Venus, Terra și Marte) și exterioare (Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun și Pluto). Cele interioare au dimensiuni reduse, scoarță solidă la exterior, densități mari ale materiei, valori reduse ale turtirii de la poli etc., în timp ce planetele exterioare sunt mult mai mari (cu excepția lui Pluton), se rotesc mai repede, sunt mai turtite la poli, au densități mai reduse ale materiei, au mai mulți sateliți și discuri de materie în plan ecuatorial (fig. 5. 1).

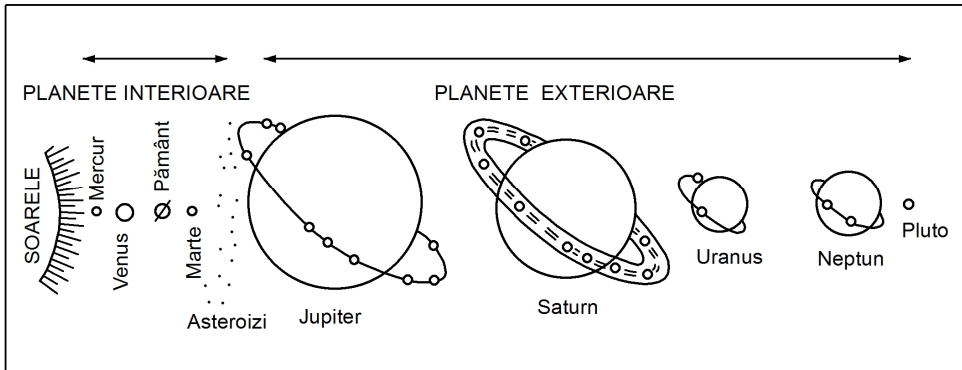


Fig. 5. 1. Planetele din Sistemul Solar (Coteț, 1971, p. 29)

Pentru planetele terestre au fost deosebite patru categorii de procese comune, care le-au influențat morfologia externă, și anume: procesele de coliziune cosmică și formarea craterelor de impact, vulcanismul, mișcările tectonice și denudarea datorată agenților morfogenetici externi (Summerfield, 1991 și 2013; Rădoane et al., 2000). În funcție de situația evolutivă a fiecăreia dintre planetele telurice, procesele menționate nu au acționat concomitent, ele fiind dominante în anumite perioade.

Craterelor de impact se formează în urma coliziunii corpurilor cerești de diverse dimensiuni cu suprafața planetelor. În cazul planetelor cu atmosferă subțire

și densitate scăzută (Venus și Marte), comparativ cu situația Terrei, diametrul craterelor de impact, rămase din perioada timpurie a existenței lor, ajunge la valori de peste 1.000 km și adâncimi de 3 – 5 km.

O astfel de morfologie, rămasă din etapa cosmică, este foarte puțin conservată în cazul Terrei; este vorba de aproximativ 200 de cratere de impact, un număr foarte mic cu situația existentă pe Marte unde au fost identificate peste 21.000 de cratere cu diametru mai mare de 6 km (Rădoane et al., 2000). În cazul Terrei numărul redus de cratere păstrate se explică prin rata mare de reciclare a scoarței terestre, datorită dinamicii plăcilor litosferice. Cu unele excepții suprafața Terrei este de vârstă terțiară și postterțiară, ceea ce atestă că o dinamică geologică foarte activă. Comparativ cu această situație, dinamica scoarței altor corpuri cerești este mult diminuată, așa cum este în cazul Planetei Marte, sau a încetat de mult, după cum este în cazul Lunii (Cioacă, 2006).

De asemenea, suprafața Terrei este protejată în actuala etapă de evoluție de prezența unei atmosfere dense, care determină consumarea, prin ardere, a multor meteoriți, înainte să ajungă pe ea.

Dintre cele mai bine conservate cratere de coliziune cosmică se remarcă: Manicougan (provincia Quebec din Canada) cu diametrul de 65 km, vechi de cca 210 mil. ani, și cu o morfologie concentrică; Elgîtkin (Platoul Anadâr, regiunea Ciuhotka din Rusia) cu diametrul de 18 km, dar cu rama fragmentată; Talezmane (Algeria) cu un diametru de 1,75 km, adânc de 67 m, cu rama înaltă de 27 m; Barringer (S.U.A.) cu diametrul de 1,2 km și 180 m adâncime, iar rama cu o înălțime între 30 și 60 m; inclusiv Golful Hudson, cu un diametru de 350 km este interpretat ca un crater arhean etc. (Rădoane et al., 2000). Remarcabil în acest sens este Meteor Crater din Arizona (S.U.A.), care are diametrul de aproximativ 1.200 m și adâncimea de 170 m (Huddart și Stott, 2010). O astfel de morfologie, în care predominat erau formele rezultate în urma impactului meteoric era caracteristică fazelor evolutive timpurii ale Terrei (Lamza și Newsom, 2013).

Vulcanismul s-a manifestat de timpuriu atât în cazul Terrei, cât și a celorlalte plante terestre ale Sistemului Solar (Mercur, Venus și Marte).

Comparativ cu vulcanii de pe Pământ, cei de pe Marte sunt mult mai proeminenți ajungând până la înălțimi de peste 21.000 m, așa cum este în cazul Olympus Mons (Summerfield, 1991; Lamza și Newsom, 2013), care are un diametru de 650 km.

În cazul Terrei manifestarea vulcanismului și-a lăsat amprenta atât cazul morfostructurilor oceanice (scoarța bazaltică este predominantă în alcătuirea lor), cât și a celor continentale unde, așa cum voi prezenta în capitoul intitulat Relieful vulcanic, există numeroase conuri și platouri vulcanice, munți vulcanici, depresiuni tectono-vulcanice etc.

Tectonismul s-a manifestat și el pe toate planetele terestre. Prezența plăcilor litosferice a determinat în cazul lor existența mișcărilor orizontale, cele care au dus

la formarea munților, platourilor și depresiunilor tectonice. Dimensiunea tectonică a reliefului Terrei vă fi expusă în capitolul intitulat Plăcile litosferice și relieful tectonic (cap. 6). De asemenea, principalele procese tectonice au fost prezentate și în capitolul 3.

Procesele geomorfologice datorate agenților externi au început să se manifeste pe suprafața Terrei pe măsură ce aceștia s-au individualizat. Este vorba în acest sens de apariția atmosferei, a hidrosferei, a viețuitoarelor și a omului. Efectul prezenței acestor agenți, reprezentat de formele de relief specifice va fi tratat începând cu capitolul 10.

Dacă în cazul Terrei prezența acestor procese este incontestabilă, s-a constatat că și în cazul altor planete, din Sistemul Solar, dar la alte proporții, acționează sau au acționat în trecut apa în stare lichidă, gheața, vântul, deplasările gravitaționale etc. (Lamza și Newsom, 2013).

Referitor la acțiunea apei pe alte planete se remarcă în acest sens morfologia complexului intitulat Văile Marinarilor de pe Marte, unde se pare că modelarea a avut loc în urmă cu 2 - 3 miliarde de ani (Summerfield, 2013). Urmărind imaginile satelitare în Google Mars morfologia fluvială din zona Chryse este categorică: văi care prezintă afluenți, trepte cu aspect de terasă, morfologie specifică deltelor etc.

La rândul ei modelarea eoliană reprezintă un proces morfogenetic existent pe toate planetele de tip terestru, ale Sistemului Solar. Se remarcă în acest sens morfologia eoliană de pe planetele Marte și Venus; condițiile de acțiune a vântului diferă foarte mult de situația existentă pe Terra din cauza densității reduse a atmosferei planetelor respective, precum și a valorilor diferite ale forței de gravitație. De exemplu, în regiunea calotei glaciare a de la Polul Nord al Planetei Marte s-au cartografiat patru mări de nisip cu o suprafață totală de $6,8 \times 10^5 \text{ km}^2$, cu un volum de 1158 km^3 și o grosime medie de 1,8 m (valorile extreme variind între 0,5-6,1 m) (Rădoane et al., 2000). Dintre morfologia de detaliu, conform sursei citate se remarcă: dune de tip barcan, yardanguri, pietre de eolizație etc. (Williams, 2000).

Acțiunea gheții și efectul procesului de îngheț-dezghet au lăsat și ele numeroase mărturii morfologice pe suprafața celorlalte planete din Sistemul Solar. Remarcabilă este în acest sens modelarea în condiții glaciare și periglaciare (inclusiv prezența permafrostului, cu grosimi între 1.000 și 4000 m), care are loc pe Planeta Marte (Rădoane et al., 2000). Calotele din zonele polare ale Planetei Marte sunt alcătuite dintr-un amestec de gheață carbonică și praf (Summerfield, 1991).

Se poate concluziona că, pentru înțelegerea morfogenezei anterioare, existentă la nivelul suprafeței Terrei, când mediul său nu era la fel de complex pe cât este acum, studierea morfologiei celorlalte planete interne din Sistemul Solar, s-a dovedit de bun augur. Elocventă este în acest sens urmărirea morfologiei rămase în urma impactului datorat meteoriților.

5.2. ETAPELE GENEZEI ȘI EVOLUȚIEI SUPRAFETEI TERESTRE

Urmărind formarea și evoluția Terrei, în cadrul Sistemului Solar, fără pretenția de a stabili intervale exacte, pot fi evidențiate următoarele etape evolutive: cosmică, geologică și geomorfologică. Parcurgerea lor a însemnat transformări și modificări complexe ale suprafeței terestre, până ca ea să ajungă la aspectul actual. De la fiecare dintre acestea au rămas mărturii specifice, sub aspectul morfologiei de ansamblu și de detaliu.

Deopotrivă, ele nu trebuie privite ca niște etape finite, delimitate de intervale fixe. Mai pe înțeles, Terra se află și în prezent atât în etapa cosmică (ea este un corp ceresc care răspunde influențelor venite din univers), cât și în etapa geologică (procesele specifice derulate la scara acestui timp încă au loc și influențează geneza reliefului). De asemenea, etapa geomorfologică, de geneză a formelor de relief de detaliu, continuă și ea în actualele condiții morfogenetice. Fiind vorba de o abordare a reliefului planetei, din fiecare etapă vor fi evidențiate procesele și fenomenele care au influențat geneza acestuia și din producerea cărora a rămas o morfologie unică.

A. Etapa cosmică

În cadrul Cosmosului, care este alcătuit din numeroase roiuri de galaxii și spațiul dintre ele, se remarcă și Galaxia Calea Lactee. Ea face parte dintr-un grup local de 24 de galaxii formate în urmă cu aproximativ 10 miliarde de ani (Posea și Armaș, 1998).

În cuprinsul Galaxiei Calea Lactee (Brațul Orion-Lebăda) a avut loc formarea Sistemului Solar și ulterior, în cadrul acestuia, al Terrei. Calea Lactee este o galaxie de tip spirală compusă din trei brațe, dispuse în plan ecuatorial, care pornesc din nucleu (fig. 5. 2); diametrul maxim este de 100.000 a. l., iar grosimea maximă de 12.000 a. l.; ea conține aproape 150 miliarde de stele, care concentrează 89% din masa ei (Posea și Armaș, 1998).

Geneza Sistemului Solar a început să se contureze în urmă cu cel puțin 4,6 miliarde ani, o dată cu colapsarea unei nebuloase protosolare, datorită fenomene cosmice de natură termonucleară; raportat la Marea Explozie (Big-Bang), care avut loc în urmă cu 15-16 miliarde ani, considerată momentul de început al Universului (Huddart și Stott, 2010), până la începutul formării Sistemului Solar au trecut aproximativ 10-11 miliarde ani.

În norul cosmic format, datorită gravitației, materia a început să se adune și să se concentreze, sub forma unor filamente caracterizate de o structură internă turbionară (Sharma, 2010). Creșterea vitezei de rotație în jurul propriilor axe, a

determinat întrunirea condițiilor pentru debutul procesului de formare a stelelor (Huddart și Stott, 2010). Pe baza unui astfel de nucleu de concentrare a materiei s-a constituit Sistemul Solar. În momentul în care concentrarea materiei a determinat atingerea și depășirea unor temperaturi, care întrețin reacții termonucleare, în nucleul stelelor, a început expulzarea unei părți a materiei stelare (Huddart și Stott, 2010).

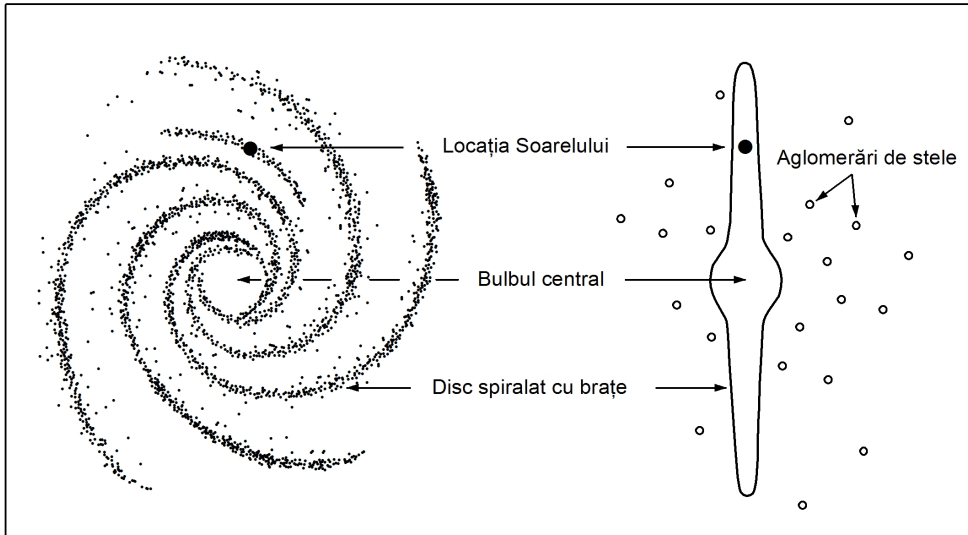


Fig. 5. 2. Galaxia Calea Lactee (<https://physics.uwo.ca>)

Alături de aceasta, în cazul Soarelui, care este steaua din centrul Sistemului Solar, în planul său ecuatorial s-au format discuri de praf cosmic și gaze, care prin condensare gravitațională au facilitat apariția proplanetelor (Sharma, 2010). Înscrierea lor pe traiectorii stabile în plan ecuatorial al Soarelui a determinat curățarea spațiului din sectoarele lor de pulberile cosmice existente, care au fost atrase în câmpul gravitațional propriu, determinând astfel creșterea densității și a dimensiunii planetelor în devenire (Huddart și Stott, 2010). O parte din materia atrasă a rămas în apropierea planetelor, iar din ea s-au format sateliții acestora și centurile de meteoriți ale Sistemului Solar.

Analizate sub aspectul compoziției, dimensiunii, dar mai ales structurii interne planetele care gravitează în jurul Soarelui, pot fi împărțite, așa cum am mai notat, în două categorii: interioare (Mercur, Venus, Terra și Marte) și exterioare (Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun și Pluto).

Pe măsură ce planetele au ajuns la un diametru critic ele s-au încălzit până la topire, fapt ce a determinat începerea unui proces complex de structurare în jurul unui nucleu incipient. Vulcanismul asociat se pare că a determinat o pierdere pronunțată de energie, ceea ce a condus la începerea unui proces de răcire a planetelor nou formate, fapt soldat cu formarea primei cruste solide (Sharma, 2010).

Se poate concluziona că etapa preponderent cosmică a Terrei s-a încheiat aproximativ odată cu sfârșitul Arhaicului (Rădoane et al., 2000). Conform autorilor citați, o astfel de ipoteză este susținută de faptul că doar 5% din actuala scoarță este mai veche decât Arhaicul, în timp de 60% din ea s-a format până la sfârșitul acestuia, când de fapt a început implicarea semnificativă a mantalei în producerea și aducerea magmei spre suprafață.

Etapa cosmică se distinge față de cea geologică și geomorfologică, prin faptul că litosfera, împreună cu scoarța, nu erau supuse dinamicii plăcilor litosferice, cea care determină de la un moment dat reciclarea lor.

Intervalul cuprins între 4 și 3,8 miliarde ani poate fi considerat ca limită între cele două etape, de atunci datând practic cea mai veche scoarța terestră, care în partea de nord a Canadei, ajunge la 3,95 miliarde ani, dată de la care se consideră Pământul geologic activ (Rădoane et al., 2000).

B. Etapa geologică

Pe măsură ce Terra își continua evoluția în etapa cosmică, odată cu formarea primului înveliș solid la partea superioară, ea începe să se înscrie într-o nouă etapă, și anume cea geologică. Debutul acesteia se leagă începutul cristalizării mineralelor și formarea rocilor din componența scoarței de atunci. Înseamnă că începutul geologic al planetei poate fi statornicit în urmă cu 4 miliarde de ani (Huddart și Stott, 2010), de când datează cele mai vechi roci existente pe suprafața continentelor, care au vârste de aproape 4 miliarde ani (Thompson, 2008). Diferența dintre vârste este dată de faptul că cele mai vechi roci, de natură ultrabazică (alcătuite preponderent din fier și magneziu) nu s-au păstrat, asta în condițiile în care ar fi apărut în domeniul depresiunilor oceanice primordiale, care au fost ulterior antrenate în procesul de subducție.

Se pare că primul nucleu de consolidare a scoarței terestre a fost localizat în partea centrală a actualului Ocean Pacific, procesul debutând în urmă cu aproximativ 4,5 miliarde ani (Ruhin, 1966). Ulterior au apărut și alte nuclee de consolidare a scoarței, inclusiv în zonele în care predominantă este scoarța continentală, caracterizată de prezența granitului. Trebuie amintit că rocile din compoziția acesteia (topituri sialice de bazalt) aveau temperaturi de consolidare mai scăzute, decât cele din componența scoarței oceanice (topituri de fier și magneziu) (Mac, 1996).

Există și ipoteza conform căreia se consideră că inițial exista o scoarță sialică, care acoperea întreaga suprafață a planetei, deasupra căreia exista un înveliș de apă cu grosimea de aproximativ 2.700 m, reprezentând Oceanul Panthalasa (Naum și Grigore, 1974). Apariția primei celule convective a determinat îngrămădirea masei sialice într-un singur bloc continental. Fragmentarea ulterioară a acestuia, datorită formării de rifturi, a determinat ca

apele oceanului inițial să se concentreze în depresiunile nou formate, dintre care s-a remarcat cea a Oceanului Pacific de atunci (Naum și Grigore, 1974).

Formarea primei cruste solide a influențat cu siguranță și atmosfera inițială, deoarece a fost însoțită de emanarea unor cantități mari de vaporii de apă, care prin condensare a umplut spațiile depresionare inițiale, trecându-se de la faza anhidrică la cea oceanică, în timpul Arhaicului (Coteț, 1971). S-a format pe această cale hidrosfera, un nou înveliș care va participa la structurarea externă a Terrei. În același timp, din cauza proprietăților și a dinamicii care o caracterizează apa va contribui la modelarea, în manieră proprie a suprafeței terestre. Formarea atmosferei și hidrosferei a reprezentat un moment deosebit în evoluția Terrei, aspect care o va deosebi net de celelalte planete. Referitor la formarea apei există și opinia că ea este de origine extraterestră, și anume a rezultat în urma impactului cu o cometă, știindu-se faptul că unele dintre acestea au în componența lor și gheață (Rădoane et al., 2000).

Atmosfera, hidrosfera, iar ceva mai târziu și biosfera, prin fenomenele de natură chimică, fizică și dinamică ce le caracterizează au început să exercite asupra scoarței un proces de transformare fără precedent. El a presupus o nouă redistribuire atât a materiei cosmice, pe care o primea Terra sub formă de meteoriți, praf cosmic, energie solară etc., precum și a celei telurice existente deja (Huddart și Stott, 2010). A început așadar, încă de timpuriu, inițierea unui echilibru dinamic, între cele două categorii de factori morfogenetici: interni și externi.

Urmărirea evoluției suprafeței terestre în cadrul acestei etape se poate realiza prin punctarea principalelor secvențe evolutive raportat la scara geologică.

Precambrianul (4 mld. - 540 mil.), împreună cu subdiviziunile sale Arhaic și Proterozoic, reprezintă prima și cea mai veche unitate de timp existentă în cadrul scării geologice (aproape 90% din existența planetei). Datorită intervalului mare pe care îl acoperă are rangul de supereon, în timp ce subdiviziunile sale au rang de eon. Precambrianul se extinde de la formarea Terrei până la apariția organismelor vii de tipul metazoarelor, prevăzute cu exoschelet de protecție (aecheocyatide și trilobiți), care a avut loc la începutul Paleozoicului (Anastasiu et al., 2007).

În **Arhaic** (4 miliarde – 2,5 miliarde ani), pe baza determinărilor de vârstă, a celor mai vechi roci continentale se pare că scoarța terestră a devenit solidă în totalitate; evenimentul a avut loc în urmă cu aproximativ 3 miliarde ani (Mac, 1996).

Din Arhaic datează rocile metamorfice, întâlnite în cadrul vechilor scuturi continentale, unde rocile vechi apar la zi: Baltic, Canadian, din America de Sud (Brazilia), Asia (nordul Chinei, scutul Sinic), Australia, Africa și Antarctica (Achim, 2016). După autorul citat, roci de aceeași vârstă, afectate de mișcările ulterioare de cutare, există și în cadrul următoarelor unități de platformă cratonică: Est Europeană, Nord Americană, Asiatică (Siberiană) etc.

Specifice Arhaicului sunt roci ultrametamorfice, realizate în condiții de temperatură și presiune foarte ridicate (granitoide, migmatite, amfibolite, granulite ș.a.) (Achim, 2016).

La acestea se adaugă și roci de natură sedimentară ceea ce evidențiază că procesele geomorfologice asociate agenților externi, acționau pe suprafața terestră, încă din Arhaic. Primele roci cu structură stratificată, apărute în cadrul continentelor, datează de acum 2,9 miliarde ani (Mac, 1996). Conform sursei citate, ele sunt reprezentate de: șisturi cristaline (Kambuye din Africa), cuarțite și șisturi cristaline (Seria de Sanvaian din vestul Africii), șisturi de arcroze filitice (Krivoi Rog din Scutul Ucrainean) etc.

Arhaicul se remarcă prin primele mișcări tangențiale reprezentate de cutările laurențiene (Coteș, 1971).

În **Proterozoic** (2,5 miliarde – 540 milioane ani), legat de existența întinderilor acvatice este și apariția vieții, reprezentată în special prin bacterii. Depozitele geologice de vârstă proterozoic inferioară, specifice intervalului 2,5 – 1,6 miliarde ani, se evidențiază prin predominarea caracterului fitogen și bacterian; remarcabile sunt în acest sens: Seria de Bulavaian, Seria de Darvar din India, sistemul grafitic din Madagascar, depozitele cristaline de tip Timiscam din Canada, Seria de Krivoi-Rog din Ucraina etc. (Mac, 1996).

Chiar dacă în urmă cu două miliarde de ani se presupune că orogenezele și vulcanismul se manifestau continuu, ulterior, pe măsură ce tot mai multe sectoare ale scoarței deveneau consolidate, sub formă de scuturi și platforme, alcătuite din scoarță granitică, ele se afirmau doar în anumite zone, localizate la periferiile acestora (mai puțin consolidate) și episodic, sub forma unor cicluri tectono-magmatice (Summerfield, 1991 și 2013).

Faza formării celor mai vechi platforme continentale, a început, se pare, în urmă cu 1,6 miliarde de ani (în Proterozoicul mediu), de când datează cele mai vechi peneplene identificate în limitele fostului continent Gondwana (din Emisfera Sudică) și în Scutul Baltic și Canadian (Huggett, 2017), aferente continentului Laurasia (din Emisfera nordică). Rocile predominante din componența platformelor continentale de atunci erau din categoria șisturilor verzi; șisturilor cristaline, conglomeratelor, șungitului etc. (Mac, 1996).

În intervalul cuprins între 1,1 și 0,6 miliarde ani (Riphean) pe suprafețe de platformă continentală, așa cum este în cazul Platformei Siberiei și a Chinei, au început să se acumuleze depozite considerabile de roci sedimentare dispuse orizontal (Mac, 1996). De asemenea, conform autorului citat, dezvoltarea platformelor a fost însoțită de formarea unor vaste zone de șelf, caracterizate de existența unor mări epicontinentale, cu apă puțin adâncă și cu suprafață mare, care se pare că au oferit condiții prielnice inclusiv pentru apariția faunei. Rocile sedimentare formate în

Proterozoic prezintă numeroase lacune și discordanțe stratigrafice, semn al unei formări în condiții subaerene (Achim, 2016).

Alături de roci sedimentare s-au format și roci magmatice (dintre care se remarcă granitul de Rapakiwi specific Scutului Baltic de pe teritoriul Finlandei) și metamorfice care au intrat în componența primelor scuturi continentale ale Terrei (Coteț, 1971).

Dintre orogenezele produse în proterozoic și în urma cărora s-au format lanțuri montane evidentă este cea și huroniană. În timpul ei au loc cutările formațiunilor algonkiene, din scuturile canadian și scandinav (Coteț, 1971). Se pare că în urma acestor orogeneze a avut loc metamorfozarea majorității șisturilor cristaline, care se există în axul unor masive din lanțul hercinic și din lanțul alpino-carpato-himalayan (Posea et al., 1976)

În Proterozoic s-au pus bazele scheletului orografic al reliefului terestru, prin formarea marilor scuturi continentale, care de altfel au fost afectate de prima glaciațiune (Coteț, 1971).

Se presupune că în timpul Proterozoicului scuturile continentale erau reunite în cadrul unei singure întinderi de uscat denumită Pangaea sau Megagea, înconjurată de Oceanul Panthalassa. Formarea continentului unic Pangaea se pare că a fost rezultatul activării unei celule primare de convecție, înainte de apariția nucleului Terrei, care fiind prevăzută cu doi curenți de convecție a determinat îngrămădirea masei sialice unice (existentă pe întreaga suprafață a planetei sub apele Oceanului Panthalassa) într-un singur bloc continental (Meinesz, 1952).

Odată cu formarea nucleului planetei în Mantaua inferioară și în Astenosferă s-au creat condiții pentru formarea mai multe celule de convecție, care probabil că au determinat începerea procesului de fragmentare a continentului unic inițial, care a început să fie despărțit, prin intermediul unui ocean în devenire, denumit Tethys, într-un uscat nordic (Laurasia) și unul sudic (Gondwana).

Era Paleozoică (540 – 250 milioane ani) se pare că a fost foarte activă sub aspect tectonic, fiind definită de un vulcanism accentuat și de două faze orogenetice, de la care au rămas dovezi: caledoniană (din intervalul Ordovician-Devonian, în urma căreia s-au format Munții Scandinaviei, Scoția, Țara Galilor, Groenlanda, Asia Centrală, Peninsula Taimîr, sudul și nord-vestul Africii, sud-estul Americii de Nord etc.) și hercinică, din Devonian-Permian, (în timpul ei s-au format Munții Ardeni, Vosgi, Pădurea Neagră, Harz, Lysa Gora, Munții Dobrogei, Munții Ural, Munții Tian Șan, Munții Altai, Munții Kuenlun, Munții Appalași, Cordiliera Australiană etc.) (Coteț, 1971; Achim, 2016).

Majoritatea acestor orogenuri au fost afectate de mișcări de falie, sub forma horsturilor și a grabenelor, ajungând să constituie fundamentul unor podișuri sau platforme cratonice (de exemplu Bazinul Parizian) (Achim, 2016).

Formațiunile paleozoice sunt reprezentate de îndeosebi de: conglomerate, gresii, calcare, calcare dolomitice, cărbuni, șisturi argiloase, granite, granodiorite, gabouri, porfire etc. (Coteț, 1971).

În timpul Paleozoicului, platformele din domeniul continental de atunci, de vârstă proterozoică, chiar dacă aveau tendința să devină dominante în configurația tectonică a Terrei, nu au rămas intacte. Fiind rigide, mișcările tectonice ulterioare au dus la dezmembrarea lor prin: formarea de fracturi de tipul horsturilor și grabenelor, prin apariția la zi a intruziunilor magmatice, prin formarea de zone mobile de tip geosinclinal datorită dinamicii plăcilor litosferice etc.

Se remarcă în acest sens: fracturile din Munții Tian Șan și ale Platformei Ruse, fracturile care au afectat Scutul Sarmatic, grabenele Valea Rinului și ale Mării Roșii, prăbușirile de la Marea Moartă și Baikal etc. (Mac, 1996). Toate acestea reprezintă indiciile noii faze, denumită post-platformică, care a început să caracterizeze scoarța terestră, începând cu sfârșitul Proterozoicului, pentru a se continua și în prezent (Peive, 1956); este vorba fragmentarea platformelor vechi și dezvoltarea unor noi și vaste centuri orogenice, pe fondul dezvoltării fără precedent a scoarței de tip oceanic.

Extinderea scoarței de tip oceanic a determinat fragmentarea continentului unic inițial, denumit Pangaea, în două blocuri continentale: Laurasia (în Emisfera Nordică) și Gondwana (în cea sudică). Ele erau despărțite de către Oceanul Tethys, care a început să se deschidă încă din Paleozoicul superior.

În Permian (sfârșitul Paleozoicului) are loc a doua glaciațiune de la care au rămas dovezi, ea afectând în continentul Gondwana, fapt confirmat de prezența depozitelor de tillite din Africa sudică (Coteț, 1971).

În timpul **Erei Mezozoice** (intervalul 250 - 65 milioane ani) dinamica plăcilor litosferice ia amploare, determinând dezmembrarea celor două mari blocuri continentale (Laurasia și Gondwana), existente încă de la finalul Paleozoicului, și începutul derivei continentelor spre actualele poziții (fig. 5. 3).

La baza acestui eveniment, care s-a accentuat pe parcursul Jurasicului, stă multiplicarea celulelor de convecție din Astenosferă, care ajung în număr de cinci (Fukao et al., 1994). Practic fiecare trecere la o celulă în plus a însemnat deschiderea unui nou ciclu evolutiv al scoarței oceanice și a fragmentării continentelor, care ajung pe poziții noi.

Cert este că blocurile continentale au dimensiuni tot mai reduse. Ele vor reprezenta nucleeele actualelor continente. Pentru Emisfera Nordică se remarcă: America de Nord (împreună cu Groenlanda) și Eurasia, iar pentru cea sudică: Brazilia, Africa, Madagascar, India, Australia și Antarctica (Coteț, 1971; Achim, 2016).

Pentru continentele din Emisfera Nordică, în condițiile în care se aflau la o distanță destul de mare de Polul Nord, modelarea prin intermediul agenților geomorfologici externi se realiza în condițiile unui climat cald și arid (dovadă stau

faciesurile continentale roșii și evaporitele), în timp ce pentru cele din Emisfera Sudică existau condiții glaciare de modelare, datorită apropierii de polul sud (Achim, 2016), a unora dintre ele.

Fragmentarea continentelor inițiale a avut loc prin formarea marilor sisteme de rifturi aferente oceanelor Atlantic și Indian.

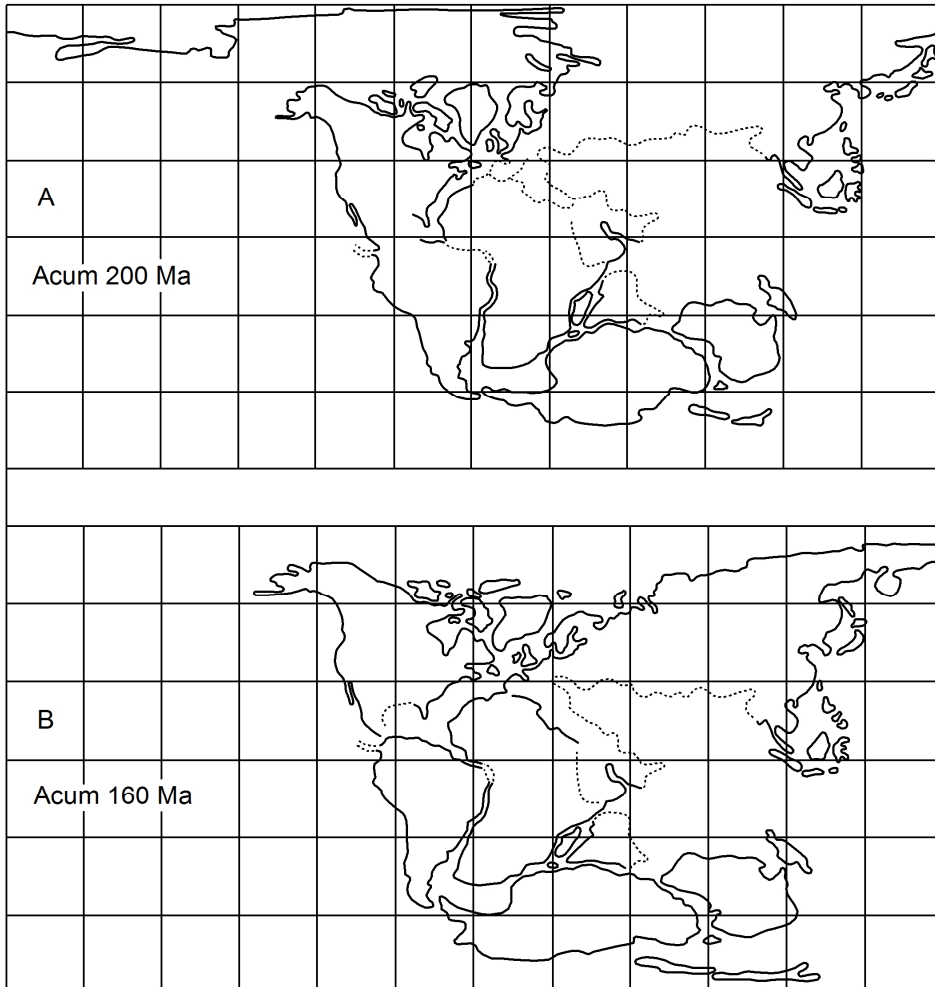


Fig. 5. 3. Modelul derivei continentale în ultimii 200 Ma; A - se observă asamblarea continentelor într-o masă terestră majoră (Pangea) cu 200 Ma în urmă, cu Marea Tethys ca mare baraj pe flancul său estic; B - până în 160 Ma BP, această masă de pământ a început să se rupă între Africa de Nord și America de Nord (Smith et al., 1981, citat de Summerfield, 2013, p. 50)

Dintre rifturile cele mai active se evidențiază cel din sud-vestul Oceanului Indian; el a determinat separarea Americii de Sud și a Africii de restul Gondwanei

(Paulic și Dinu, 1985). Conform autorilor citați, o joncțiune în formă de Y a condus la separarea Indiei de Antarctica, iar un rift independent extins din nordul Atlanticului până în Marea Caraibilor separă Laurasia (America de nord și Eurasia) de America de Sud și Africa. Riftul din partea nordică a Oceanului Atlantic a determinat separarea Americii de nord de Eurasia (fig. 5. 4).

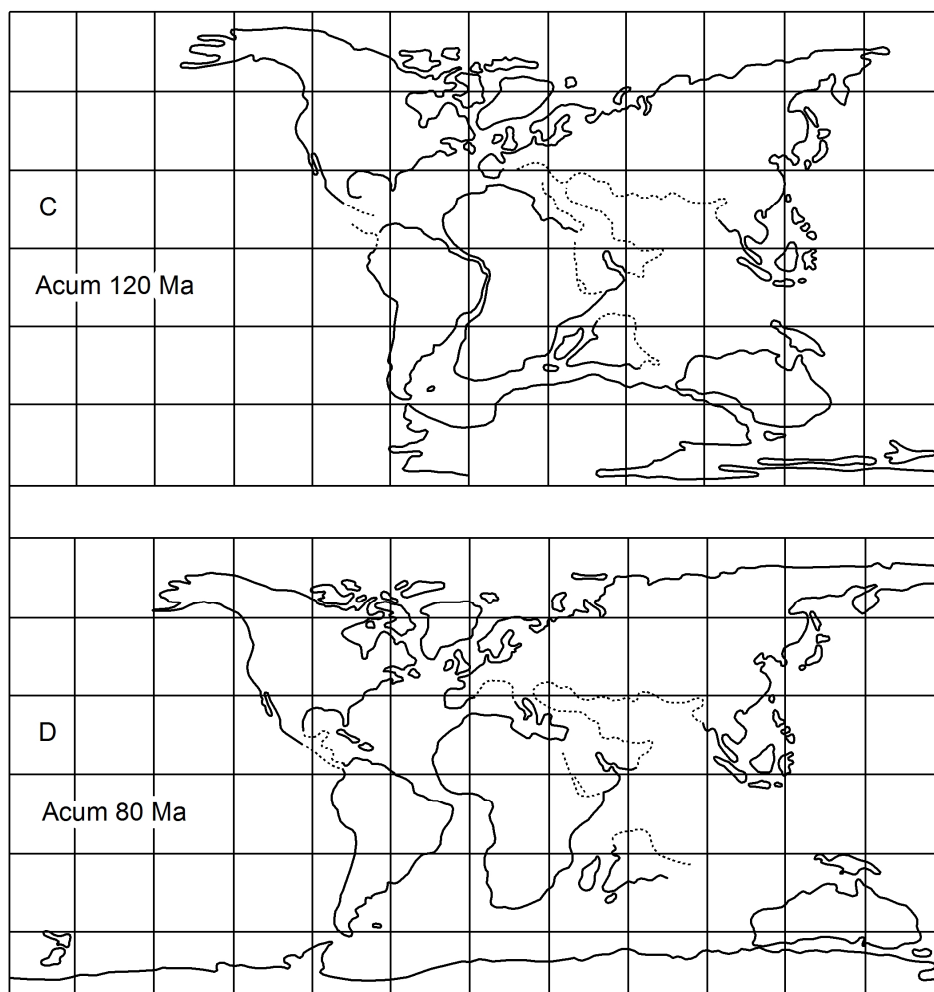


Fig. 5. 4. Modelul derivei continentale în ultimii 200 Ma (continuare); C – are loc separarea completă a Gondwanei de Laurasia; D – continuă deschiderea Oceanului Atlantic (Smith et al., 1981, citat de Summerfield, 2013, p. 51)

Expansiunea plăcilor litosferice de tip oceanic în cadrul rifturilor menționate a determinat ca Americile să se deplaseze spre vest, Eurasia spre est, Africa către nord, Australia înspre sud-vest, India spre nord-est și Antarctica spre sud.

În același timp are loc închiderea Oceanului Tethys și deschiderea Oceanului Atlantic, inclusiv în partea sudică, fapt care va determina separarea Americii de Sud de Africa. Extinderea Atlanticului, cu toate că era mult mai îngust comparativ cu situația actuală, a avut loc din cauza generării de scoarță oceanică în cadrul dorsalei existente în partea lui centrală.

La marginea continentelor are loc formarea (începând cu mijlocul mezozoicului) unor zone de lăsare și grabene, cu rol de geotecturi de tranziție, fapt care a creat premisele apariției actualelor zone de subducție; poate fi dat ca exemplu în acest sens formarea zonei marginale de tranziție din vestul Oceanului Pacific.

Închiderea Oceanului Tethys, ajuns la stadiul de mare localizată între Eurasia, pe de o parte, și Africa și India, pe de altă parte, a creat condițiile necesare edificării orogenului Alpino-Carpato-Himalayan, aflat doar în stadiu de geosinclinal, la momentul respectiv.

La sfârșitul Mezozoicului debutează mișcările tectonice aferente orogenezei alpine, în urma cărora s-au format lanțurile de munți cu dispunere longitudinală (orogenul format pe baza geosinclinalului Mării Tethys) și latitudinală (orogenul din jurul Oceanului Pacific). Orogeneza alpină este una de amploare, continuându-se pe tot parcursul Neozoicului, până în Cuaternar.

Sub aspect tectonic Mezozoicul se caracterizează prin trei faze orogenice principale, aparținătoare orogenezei alpine: kimerică (în triasic), austriacă (în cretacicul mediu) și laramică (în cretacicul superior). În urma lor s-au format noi lanțuri montane, care s-au alăturat celor paleozoice și a început schițarea lanțului alpin (fazele kimerică și austriacă) și a cordilierelor americane (Coteț, 1971). În Triasic și Jurasic orogeneza alpină este mai intensă la contactul dintre plăcile litosferice americane și Placa pacificului (Achim, 2016), precum și în zona orogenului Himalaya.

Complexitatea orogenezei alpine, este dovedită de structura și petrologia catenelor montane, care sunt dispuse în alternanță cu bazine de sedimentare. Concomitent cu reliefaarea orogenurilor proprii mișcările tectonice alpine au antrenat pe verticală și au cutat inclusiv porțiuni ale unor platforme cratonice formate în timpul unor orogeneze anterioare, de vârstă hercinică sau caledoniană (Achim, 2016).

În Mezozoicul superior (Cretacic) se remarcă erupțiile vulcanice, care pe lângă edificarea platourilor vulcanice au influențat inclusiv condițiile climatice, fapt care determinat dispariția unor elemente faunistice de talie mare (Achim, 2016). Procesele magmato-vulcanice s-au manifestat îndeosebi în Cretacicul superior, în urma lor formându-se atât conuri și platouri vulcanice, cât și corpuri intruzive de tipul lacolitelor și batolitelor. Dintre rocile formate în această eră se disting calcarele.

Era Neozoică, extinsă pe parcursul ultimilor 65 milioane ani, se remarcă prin continuarea evenimentelor geologice de amploare inițiate deja în cadrul Erei Neozoice (fig. 5. 5).

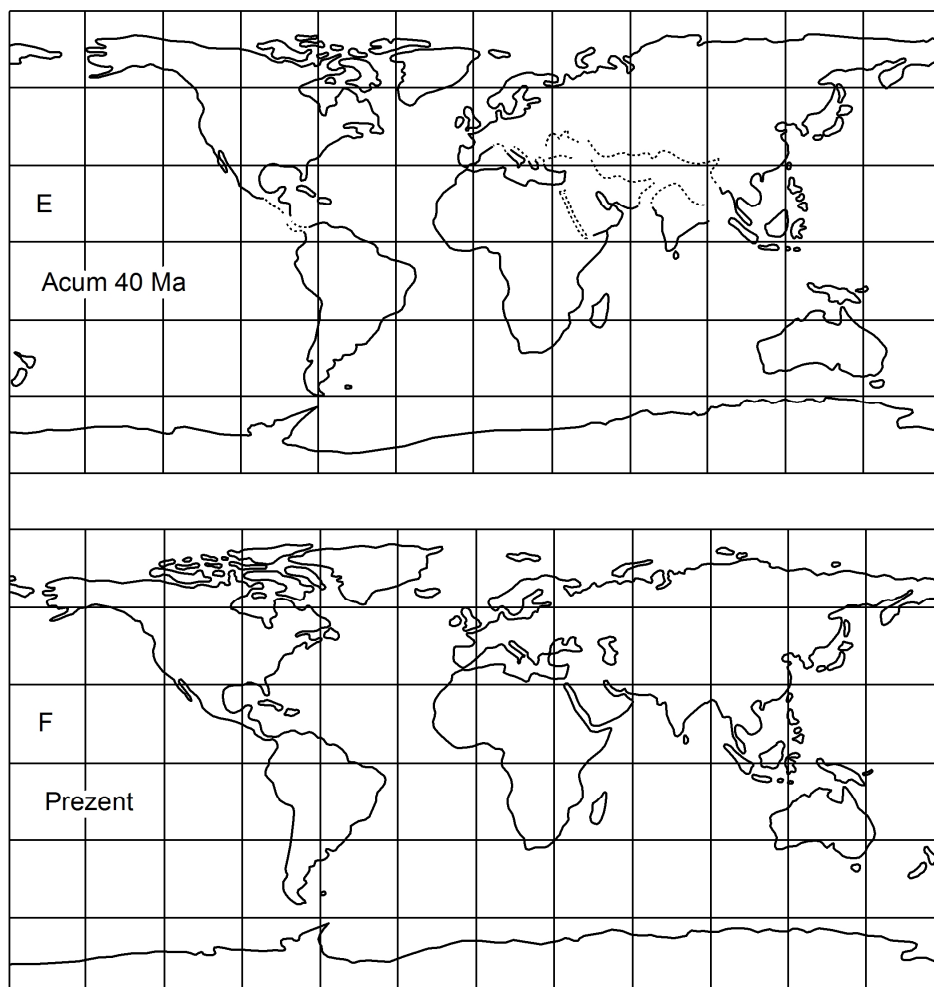


Fig. 5. 5. Modelul derivei continentale în ultimii 200 Ma (continuare); E și F – se continuă deschiderea Oceanului Atlantic și separarea continentelor care alcătuiau Gondwana (Smith et al., 1981, citat de Summerfield, 2013, p. 52)

Oceanul Tethys se restrânge până la dispariție, doar pe alocuri mai conservându-se porțiuni cu structură oceanică primară în: Marea Tireniană, Marea Neagră și Marea Caspică (Mac, 1996).

În urma coliziunii dintre Eurasia, pe de o parte, și Africa împreună cu Placa Indiană, pe de altă parte, încă de la sfârșitul Paleogenului, are loc formarea lanțului Alpino-Carpato-Himalayan.

Deriva fără precedent a continentelor, datorită continuării expansiunii Oceanului Atlantic, le determină să ajungă în pozițiile apropiate de cele actuale.

În același timp la marginile Oceanului Pacific au loc ample procese de subducție a plăcilor litosferice, fapt soldat cu începutul reducerii suprafeței acestuia.

Ca elemente de noutate se evidențiază: desprinderea Groenlandei de America de Nord, separarea definitivă a Australiei de Antarctica, a Madagascarului de Africa, a Noii Zeelande de Australia, începe conturarea riftului Est-African, iar Peninsula Arabă se desparte de Africa. În tot acest timp Placa Indiană își continuă avansul spre Asia.

Sub aspect tectonic în Neogen are loc continuarea orogenezei alpine, prin intermediul următoarelor faze: pireneană, savică, stirică, moldavică, attică și rhodanică (Coteț, 1971; Achim, 2016). În urma lor au avut loc mișcări de cutare și ridicare a straturilor, erupții vulcanice (de tipul celor din vestul Carpaților Orientali), depunerea unor formațiuni de fliș (de tipul celor din Carpații Orientali) și de tip maritim continental (cum sunt de exemplu cele din Depresiunea Transilvaniei). Caracteristic pentru orogeneza alpină a fost dezvoltarea zonelor de avanfosă și a depresiunilor intramontane. Ca exemplu pot fi dați în acest sens Munții Carpați, unde reprezentativi sunt Subcarpații și Depresiunea Transilvaniei.

Evenimentele tectonice din cadrul orogenezei alpine, cu toate că s-au desfășurat continuu, nu au avut loc concomitent în toate părțile planetei; mișcările tectonice din Europa nu au fost concomitente cu cele din Asia, la fel cum nici acestea nu au avut loc odată cu cele din America de Nord sau de Sud.

Dinamica plăcilor litosferice contribuie astfel la cutarea depozitelor din geosinclinale și la definitivarea lanțurilor montane tinere alpine. În acest mod s-au creat marile sisteme planetare de munți, cu dispunere longitudinală (Munții Pirinei, Munții Alpi, Munții Carpați, Munții Elburz, Munții Zagros, Munții Pamir, Munții Hinduș, Munții Karakorum, Munții Himalaya etc.; împreună alcătuiesc Orogenul Tethys sau Alpino-Himalayan) și latitudinală (Munții Aleutinelor, Munții Stâncuși, Munții Anzi, Sistemul montan peninsular și insular est-asiatic etc.; împreună alcătuiesc Orogenul Pacific). Acestea sunt prevăzute atât cu depresiuni intramontane interne, cât și cu depresiuni externe de tipul mărilor mediteraneene; de exemplu, lanțul Alpino-Himalayan este însoțit de Marea Caspică, Marea Caspică și depresiunile Asiei Centrale.

Și acești munți, aferenți orogenezei alpine, cu toate că sunt mai recenti, pe măsură ce se edificau au fost și ei afectați de procese geomorfologice specifice agenților externi (eroziune, transport și acumulare), fapt care a condus în cele din urmă la un relief foarte complex sub aspect, genetic, morfologic și morfometric.

În timpul orogenezei alpine are loc regenerarea atât a unor munți formați anterior, cât și a unor margini de platformă, ceea ce a dus la dezvoltarea munților epiplatformici.

Dintre munții vechi regenerați și înălțați în bloc în timpul orogenezei alpine se remarcă: Munții Tian Șan, Munții Altai, Munții Appalași, Alpii Scandinaviei, Munții Pădurea Neagră, Munții Dobrogei, Munții Urali etc.

Munții epiplatformici reprezintă teritorii cu structură de platformă, dar cu înălțimi de mii de metri: Munții Stâncoși, Munții Sierra Madre, Munții din Africa de Est, Munții din Estul Siberiei (Saian), Munții Asiei Centrale (Kun-Lun). Formarea munților epiplatformici se leagă atât de expansiunea fundului oceanic (Meșcereakov, 1968), cât și existența unor rifturi pe suprafața continentelor, așa cum este în Africa, sau sub acestea (cazul Americii de Nord unde fracturile din estul Oceanului Pacific se prelungesc pe continent sub formă de falii, horsturi și grabene) (Mac, 1996). Legătură dintre munții epiplatformici și extinderea fundului oceanic se observă pe țărmurile din nordul Oceanului Pacific. Practic, munții din vestul Americii de Nord și Estul Asiei sunt efectul decompensărilor izostatice (Meșcereakov, 1968), care au determinat formarea celei mai mari depresiuni terestre, am numit astfel Oceanul Pacific. Cele notate vin să întărească aprecierea că munții, de tipul orogenurilor sau a celor epiplatformici, constituie elemente geotecturale a căror geneză se datorează dinamicii plăcilor litosferice.

Strâns legat de orogeneza alpină are loc o intensă activitate vulcanică.

Cert este că în urma orogenezei alpine are loc extinderea uscatului, prin alăturarea noilor orogenuri la platformele cratonice existente din timpul erelor anterioare.

Dintre rocile specifice Neozoicului inferior se remarcă calcarele; menținerea unui climat cald a favorizat depunerea lor în pachete groase. Alături de acestea s-au format și alte tipuri de roci: argile, marne, gresii, nisipuri, pietrișuri, conglomerate, tufuri etc. (Coteș, 1971).

La finalul Erei Neozoice continentele ajung în pozițiile actuale, are loc formarea majorității insulelor, iar liniile țărmurilor ajung la configurația actuală, în proporție de 80% (Achim, 2016). Sub aspect climatic s-a consemnat o scădere semnificativă a temperaturii, fapt care a determinat formarea ghețarilor în zonele polare, cu tendință de extindere spre latitudinile de 60°.

Concluzii. Dacă se analizează timpul scurs, de la începerea derivei și formării actualelor continente, se constată că acesta reprezintă puțin peste 5% din viața Terrei (Pauliuc și Dinu, 1985). Se pune în acest context întrebarea ce s-a întâmplat în restul intervalului de 95%? Răspunsul este dificil de dat, deoarece informațiile existente, despre evoluția continentelor și oceanelor, sunt cât de cât elocvente pentru mezozoic și neozoic, în timp ce pentru erele anterioare (arhaic, proterozoic și paleozoic) sunt mai mult ipotetice, de unde caracterul speculativ al presupunerilor.

Se deosebesc în acest caz două situații posibile: fie anterior fragmentării continentului unic Pangaea și derivei continentelor nu au mai existat astfel de evenimente, fie au existat și alte continente unice care au fost divizate, dar s-au reunit pentru a forma din nou alt uscat unitar.

Dacă se consideră prima posibilitate atunci evoluția geologică a Terrei a fost una destul de simplă: de la un continent unic s-a ajuns la mai multe continente, care datorită apariției de noi rifturi se pot fragmenta în continuare; în același timp coliziunile de tip continent pot conduce și la unirea unor teritorii de uscat așa cum s-a întâmplat în cazul coliziunii dintre India și Asia.

În cazul mizării pe cea de-a doua posibilitate evoluția geologică a fost cu siguranță una extrem de complexă, practic de nereconstituit în actualele condiții științifice.

Se remarcă totuși unele încercări în acest sens. Este vorba de reconstituirea evoluției scoarței terestre având la bază ciclurile Wilson. În urma rezultatelor cercetărilor sale J. T. Wilson (1966) a demonstrat că distribuția paleofaunei pe actualele țărmuri ale Atlanticului, nu este conformă cu marginile actuale. Mai concret faună europeană se întâlnește în SUA, iar faună nord-americană în Scoția, nordul Irlandei și nordul Scandinaviei. Studiind aceleași faune pe baza altui contur al Atlanticului, este vorba de Oceanul Iapetus (existent se pare anterior) distribuția faunei este logică. Diferența este dată de faptul că Oceanul Atlantic, care s-a deschis în Mezozoic, nu a mai urmat vechiul contur, ci unul nou, ceea ce a dus la separarea provinciilor faunistice în alt mod (Bleahu, 1989). Aceste rezultate l-a determinat pe Wilson (1966) să concluzioneze că oceanele se deschid și se închid periodic, fără a urma întotdeauna vechile linii de separație.

O astfel de idee a unei rearanjări multiple a continentelor prin scindări și realipiri a fost generalizată statuându-se existența unui ciclu, pe care Dewey și Burke (1974) la denumit Ciclu Wilson, în cinstea celui care a mizat prima dată pe existența unei astfel de evoluții.

Continuând ideile lui J. T. Wilson, Aboutin (1984) ajunge la concluzia că, în evoluția scoarței terestre, raportată la tectonica plăcilor litosferice și a orogenurilor, se pot separa supracicluri, cicluri și subcicluri.

Supraciclurile orogene se extind pe durata formării unui continent general de tip Pangaea. Conform acestor presupuneri Pangaea I s-a divizat în timpul Paleozoicului, când s-a încheiat primul supraciclu; a urmat formarea lui Pangaea II, prin închiderea unui ocean vechi denumit Iapetus (existent pe teritoriul Atlanticului actual, doar că era orientat mai degrabă de la nord-est spre sud-vest, decât de la nord la sud, cum este în cazul de față). Pangaea II a fost fragmentat de către mișcările tectonice aferente celui de-al doilea supraciclu și anume cel alpin (Bleahu, 1989). Se presupune că Pangaea III se va realiza prin alipirea continentelor actuale, odată cu închiderea unora din oceanele actuale (Bleahu, 1989).

Cert este că deschiderea oceanelor nu are loc pe amplasamente predeterminate existente anterior. De exemplu este ușor de constatat că Oceanul Hercinic European taie oblic structurile caledonice, în timp ce Oceanul Tethys face același lucru cu cele hercinice (Bleahu, 1989). Este astfel evident că frontul catenelor alpine din Europa ia contact direct succesiv cu scutul proterozoic în est, apoi cu structurile caledonice

în nordul Europei și cu cele hercinice în vestul Europei (Bleahu, 1989). Se explică astfel, conform autorului citat, cum ajung orogenurilor noi să includă elemente structurale vechi, fără să se suprapună cu acestea.

Încercarea unor astfel de ipoteze și concepte atestă că problema evoluției suprafeței terestre în timp geologic este departe de a fi elucidată. Rămân astfel suficiente probleme științifice pe care, generațiile următoare de specialiști, trebuie să le rezolve cu profesionalism.

Până atunci, pornind de la conceptele Tectonicii Globale se consideră că plăcile litosferice își vor continua deplasarea și în viitor, datorită acelorași cauze. Se consideră astfel că în următorii 50 milioane de ani Oceanul Atlantic și Oceanul Indian își vor mării suprafața, datorită funcționării în continuare a dorsalelor mediane și a lipsei zonelor de subducție de tipul foselor (Rădoane et al., 2000). În cazul Oceanului Pacific se va asista la o reducere a suprafeței din cauza prezenței zonelor de subducție atât în partea estică cât și în cea vestică, pe fondul unei dorsale nu foarte active. Prin deplasarea spre nord a Plăcii Africane suprafața Mării Mediterane se va reduce. În același timp activarea și extinderea riftului din Marea Roșie va determina ca Placa Arabă să se deplaseze spre est și nord-est, determinând lipirea de cea Asiatică, eveniment soldat cu dispariția Golfului Persic.

În cazul Americilor, cea de nord se va separa de cea de sud, prin extinderea spre vest a fosei Puerto Rico, concomitent cu separarea Peninsulei California de continent (Rădoane et al., 2000).

Una dintre cele mai mari plăci, raportat la dimensiunile din viitor, deoarece este prevăzută pe trei din laturile sale (vestică, sudică și estică) cu zone de expansiune, și anume cea Africană, vă fi fragmentată de către apariția și multiplicarea grabenelor de tipul celui Est-African existent în prezent. Acesta este însoțit deja de numeroase puncte fierbinți (de tip hot spot), fapt soldat cu existența a numeroase erupții vulcanice și a unui relief specific reprezentat de conuri și platouri de lavă. Probabil studiul amănunțit al rifturilor și hot spot-urilor din Placa Africană va constitui cheia rezolvării multor probleme de tectonică globală.

În aceste circumstanțe poziția actuală continentelor și oceanelor reprezintă numai un rezultat momentan al evoluției litosferei.

C. Etapa geomorfologică

Cu toate că etapa geologică a Terrei continuă și în prezent, la un moment dat suprafața scoarței terestre a început să fie modelată și prin intermediul proceselor geomorfologice aferente agenților externi, reprezentați de apă, aer, viețuitoare, și chiar de om.

S-a ajuns în aceste condiții la deschiderea unei noi etape evolutive a planetei și anume cea geomorfologică.

Este cât se poate de adevărat că modelarea suprafeței Terrei, datorită agenților externi, datează din momentul apariției primelor suprafețe de uscat, care au început să fie denudate în prezența atmosferei și a hidrosferei. Dovadă stau în acest sens primele depozite geologice stratificate, amintite anterior, a căror apariție în cadrul continentelor datează de aproximativ 2,9 miliarde ani.

Întrebarea care se pune în acest context este de când putem considera că s-a generalizat această nouă modalitate de reliefare a suprafeței terestre.

Răspunsul nu este ușor de dat și el poate fi legat fie de cele mai vechi forme de relief generate de către agenții externi, fie de generalizarea acțiunii acestora, ceea ce a determinat ca de la un moment dat întregul tipar al morfologiei terestre generat de factorii interni (tectonici) să fie prelucrat de către agenții externi în cadrul domeniilor de modelare specifice: fluvial, litoral, glaciuar, periglaciuar, eolian și antropic.

Marșând pe aceste idei trebuie luată în considerare și scara de timp, în sensul că ceea ce pare relevant, sub aspectul proceselor agenților externi, la nivelul Cuaternarului (2,5 milioane ani) și al timpurilor noastre, să fie irelevant la nivelul Neozoicului (65 milioane ani). Spun acest lucru deoarece trebuie evitată iluzia că procesele geomorfologice au devenit dominante și cu rol decisiv în geneza reliefului, comparativ cu cele geologice, aferente factorilor morfogenetici interni. Probabil că nu au devenit dominate, dar ceea ce a rămas de la ele, la scara vieții omului și a celei de când se studiază formele de relief, le face mai importante comparativ cu cele geologice. Nu trebuie uitat că intervalul alocat fiecărei ere geologice s-a redus destul de mult de la erele Arhaicului până la Neozoic.

Abordate sub acest aspect formele de relief apar ca stabile la scara timpului geologic și destul de active la cea a timpului geomorfologic și contemporan.

De asemenea, mai trebuie reținut că etapa geomorfologică se leagă mai mult de morfogeneza în domeniul uscatului. Cu toate acestea nu trebuie ignorate formele de relief generate de dinamica apelor din cadrul Oceanului Planetar, considerat și el un agent geomorfologic exterior, ca parte a hidrosferei.

În același timp dacă se consideră că la geneza reliefului Terrei participă împreună (nedisociat) factorii morfogenetici interni (tectonici) și cei externi, atunci înseamnă că etapa geomorfologică poate fi extinsă și asupra creării elementelor morfostructurale majore (din cadrul structurilor continentale și oceanice), fără a o restrânge doar la cizelarea reliefului, înfăptuită de agenții morfogenetici externi. O astfel de optică poate fi mai puțin realistă, din suficiente motive de ordin conceptual și metodologic.

Fără alte precizări se poate aprecia că etapa geomorfologică a debutat odată cu formarea suprafețelor de nivelare păstrate încă de la începutul Neozoicului.

Mai mult de cât atât, dacă ne raportăm la ultimul mare paroxism tectonic, care a avut loc la sfârșitul Neogenului și începutul Cuaternarului (Markov, 1948), constatăm că ulterior tendința dezvoltării reliefului a început să fie una descendentă.

S-au creat pe această cale toate premisele ca formele de relief generate de către agenții geomorfologici externi să devină dominante și persistente, de unde și denumirea de etapa geomorfologică, pentru ceea ce a urmat după ultimul mare paroxism tectonic. Subliniez încă o dată că nu trebuie să uităm de scara de timp. Ceea ce pare geomorfologic în timp contemporan s-ar putea să fie anulat de un nou paroxism tectonic, desfășurat la scara timpului geologic. Am reamintit aceste lucruri deoarece nu vreau să absolutizez partea geomorfologică a genezei reliefului, cu toate că relieful Terrei este abordat din punctul de vedere respectiv.

Pentru etapa geomorfologică se remarcă producerea mai multor cicluri geomorfologice începând cu Mezozoicul mediu. În urma lor pe suprafața continentelor s-au format mai multe suprafețe de nivelare, de tipul celor individualizate de King (1950 și 1962) în Africa și apoi generalizate pentru toate continentele. Cele mai importante cicluri de modelare de acest gen au avut loc în următoarele intervale: Jurasic superior – Cretacic, Cretacic superior – Paleogen, Miocen și Pliocen – Cuaternar) (Mac, 1996).

Un efect deosebit în modelarea și configurația reliefului, din etapa geomorfologică, l-a avut instalarea glaciațiunii continentale și montane, din prima parte a Cuaternarului (Pleistocen) și formarea reliefului glaciatic.

Ghețarii au modelat atât teritoriile montane și de platouri, cât cele de tipul câmpiilor sau a litoralelor cu deosebire în ținuturile arctice, subarctice și antarctice, contribuind la definitivarea reliefului actual (Mac, 1996).

Reducerea intensității glaciațiunii, începând cu cea de-a doua parte la Cuaternarului (Holocen), a lăsat în urmă peisaje geomorfologice care indică cât se poate de clar forța agenților externi în modelarea scoarței terestre.

În timpul fazelor glaciare (Gunz, Mindel, Riss și Wurm – denumirea lor pentru Europa alpină), prin scăderea nivelului Oceanului Planetar, din cauza stocării apelor sub formă de ghețari de calotă și montani, modelarea din cadrul domeniului litoral a suferit transformări radicale. Prin pendularea periodică a liniei țărmului teritorii vaste au fost spuse modelării litorale desfășurată în alternanță cu cea fluvială sau chiar glaciară pentru latitudini superioare. Variația nivelului Oceanului Planetar a influențat aliniamentele țărmurilor și morfologia din domeniul litoral, în cadrul căreia se remarcă ca forme specifice terasele de abraziune.

Variațiile nivelului de bază au influențat și modelarea fluvială; în medie scăderea nivelului oceanului a determinat eroziune (văile s-au adâncit, au tăiat frunțile teraselor și au înaintat prin eroziune regresivă), în timp ce ridicarea lui a favorizat acumularea de materiale în albiile și lunci.

La periferia calotelor glaciare, de anvergură continentală, datorită unei circulații specifice a maselor de aer, s-au format depozite groase de loess, care se remarcă printr-o morfologie specifică.

Prezența ghețarilor, chiar și pentru un scurt interval, comparativ cu perioada îndelungată necesară pentru geneza munților, a determinat întinerirea, sub aspect morfologic, a multor creste montane. Această afirmație este valabilă și pentru Munții Carpați, care cu toate că înainte de glaciațiunea cuaternară aveau mai mult aspectul unor platouri nivelate, ulterior au ajuns să aibă la altitudini de peste 2.000 m creste de intersecție accidentate, de genul celor existente în Munții Făgăraș, Munții Retezat, Munții Parâng și Munții Rodnei.

În ultima parte a etapei geomorfologice a avut loc diversificarea acțiunii factorilor externi pe suprafața terestră prin apariția unui nou agent geomorfologic reprezentat de către specia *Homo sapiens*. Omul s-a adevărit, în scurtă perioadă de când acționează asupra scoarței, un agent geomorfologic, care înzestrat fiind cu inteligență, dar și cu nepricepere, a adus modificări evidente în manifestarea unor procese geomorfologice, inducând forme de relief antropic. În același timp a intervenit prin procese proprii (excavare, transport cu mijloace specifice și depunere) creând suita formelor de relief antropic.

Sub aspect tectonic, în Cuaternar are loc continuarea orogenezei alpine, prin intermediul fazelor valahă și passadenă. Pe fondul ridicării generale a orogenurilor râurile s-au adâncit, formându-și văi complexe, prevăzute cu terase și umeri de vale, și au determinat ca la poalele munților să se formeze prin acumulare: piemonturi și glacisuri (Achim, 2016).

În Holocen are loc stabilirea actualei distribuții și configurații a domeniilor morfogenetice de modelare a suprafeței terestre prin intermediul agenților externi; s-au individualizat în acest sens următoarele domenii: fluvial, litoral, glaciuar, periglaciuar, eolian și antropic.

În prezent dezvoltarea reliefului de la suprafața terestră continuă prin intermediul agenților geomorfologici externi, care acționează prin intermediul proceselor de eroziune, transport și acumulare, la care se adăugă erupțiile vulcanice și mișcările neotectonice.

Concluzii. În urma unei astfel de evoluții, pornind de la o suprafață specifică unei sfere de rotație, deranjată mai ales de fenomenele de impact meteoric, turtită la poli și bombată la în plan ecuatorial, s-a ajuns la una mult mai diversificată sub aspect morfologic.

Factorii cosmici sunt cei care determină atât mișcările Terrei, cât și structurarea interioară a materiei constituente, prin concentrarea treptată a elementelor mai grele în nucleu și a celor mai ușoare spre exterior. Pe baza acestei concepții au fost individualizate următoarele strate concentrice: nucleul, mantaua inferioară, mantaua superioară sau astenosfera și litosfera împreună cu scoarța. Configurația actuală a continentelor și bazinelor oceanice, împreună cu ceea ce înseamnă relieful major al acestora, este rezultatul dinamicii plăcilor litosferice. Ea este întreținută de curenții de convecție din astenosferă și de panașele de manta.

Raportat la nivelul zero al Oceanului Planetar se remarcă existența unor întinse suprafețe continentale compuse din câmpii, depresiuni, podișuri și munți, care ajung până la altitudinea de 8.848 m (Vârful Everest), la care se adaugă bazine oceanice, umplute cu apă, în componența cărora alături de dorsale există câmpii și fose abisale, care ajung la adâncimi de 11.022 m (Groapa Marianelor) și 11.516 m (Fosa Cook, din estul Filipinelor).

Comparativ cu celelalte planete, din apropierea sa, a căror înfățișare este influențată semnificativ de procesele de impact meteoric, în cazul Terrei, prin diversificarea condițiilor morfogenetice, marile unități morfostructurale sunt rezultatul acțiunii factorilor tectonici interni, iar ceea ce se suprapune peste acestea, adică formele de relief de detaliu, sunt rezultatul acțiunii agenților externi, care acționează prin procese de eroziune, transport și acumulare.

În urma celor prezentate reiese că Terra, comparativ cu celelalte planete, este cea mai complex structurată atât la interior cât și la exterior. În acest context, alături de alte elemente de unicitate, ea se impune în cadrul Sistemului Solar inclusiv prin relieful său. El nu este doar un simplu rezultat al interacțiunii factorilor morfogenetici interni și externi, ci o contribuție prin esență a structurii interne și a dinamicii sale ca planetă în sistemul cosmic din care face parte (Mac, 1976).

CAPITOLUL 6

PLĂCILE LITOSFERICE ȘI RELIEFUL TECTONIC

Apariția și acceptarea pe scară largă a Teoriei Tectonicii Globale a făcut la ca la baza mișcărilor tectonice să stea dinamica plăcilor litosferice. Aceasta, considerată ca factor morfogenetic intern, este cea care edifică **relieful tectonic** (Burbank și Anderson, 2012). El este reprezentat de macroformele ce intră în componența continentelor și oceanelor: orogenurile, platformele cratonice, platforma continentală (șelful continental), abruptul continental, câmpiile abisale, dorsalele oceanice, fosele abisale, formele de relief ale zonelor marginale (arcurile insulare și bazinele mărilor marginale), munții de tip guyot etc.

Dintre procesele tectonice aferente dinamicii plăcilor litosferice se remarcă: expansiunea fundului oceanic, subducția, obducția, coliziunea continentală, eduția, transducția, generarea faliilor tranformante, deriva plăcilor litosferice, reducerea grosimii plăcilor litosferice (prin topirea părții lor inferioare), dilatarea termică a unui sector al scoarței continentale ca efect al trecerii lui peste un punct cald (hot spot), magmatismul, vulcanismul, decompensările izostatice, falierile, apariția fracturilor în scoarță etc.

Strâns legat de acestea sunt și mișcările scoarței considerate de prim ordin înainte de apariția Tectonicii Globale: mișcările orogenetice, mișcările epirogenetice, mișcările izostatice, mișcările neotectonice etc. Practic deplasarea orizontală și verticală a plăcilor litosferice este cea care determină astfel de mișcări ale scoarței.

Mișcările plăcilor litosferice determină atât înălțarea scoarței terestre, cât și coborârea ei. De exemplu, referitor la situația creată la nivelul uscatului mișcările tectonice pozitive determină formarea de munți și platouri, în timp ce mișcările tectonice de semn negativ determină formarea depresiunilor și câmpiilor.

Analizate în detaliu aceste forme de relief, generate pe filieră tectonică, au în crustate pe suprafața lor numeroase asperități datorate acțiunii factorilor și agenților morfogenetici externi. De exemplu, în cazul Munților Carpați, pe alocuri, eroziunea, desfășurată în timp geologic, a determinat îndepărtarea unui orizont de roci cu grosimi de sute și mii de metri. S-a ajuns astfel ca aspectul tectonic al unor grupe montane să fie complicat de morfologia rezultată în urma modelării fluviale, glaciare, periglaciare, antropice etc. Din acest motiv se poate afirma că la formarea morfologiei exterioare, a formelor de relief tectonic, participă și agenți externi (Burbank și Anderson, 2012). Cu toate acestea caracterul tectonic al formelor respective rămâne, deoarece în lipsa factorului tectonic agenții externi nu ar avea un potențial morfologic pe care să își consume energia, fie că vorbim de munți și platouri care sunt erodați, fie de depresiuni care sunt umplute cu sedimente prin acumulare.

6.1. STRUCTURA INTERNĂ A TERREI

Înțelegerea modului în care factorii interni concură la geneza reliefului Terrei, impune cunoașterea structurii interne a acesteia. Cu toate că este un subiect mai apropiat de Geomorfologia planetară, decât de relieful tectonic, plasarea acestui subcapitol înainte de cel dedicat plăcilor litosferice, lasă posibilitatea păstrării proaspete a informațiilor pentru cititor.

Identificarea structurii interne a Terrei s-a realizat mai mult indirect, în condițiile în care forajele cele mai adânci au ajuns doar la 15 km, iar minele cele mai profunde merg doar până la aproape 4.000 m, așa cum este în cazul celor din Africa de Sud (mina Western Deep Levels din Carletonville cu adâncimea de 3.840 m) și din Brazilia (Minas Gerais) (Bleahu, 1983; Rădoane et al., 2000). Este vorba în acest sens de studierea propagării undelor seismice naturale și artificiale. Dintre cele trei categorii de unde seismice existente - longitudinale sau primare (P), transversale sau secundare (S) și superficiale sau longae (L) – primele două se propagă în interiorul Pământului și evidențiază discontinuitățile datorate variației densității și a stării elementelor constitutive.

Pornind de la vitezele diferite a acestor unde, în funcție de proprietățile fizico-mecanice a straturilor prin care se propagă, s-a conturat ideea structurării zonal concentrice a Terrei. Orizonturile concentrice, considerate relativ uniforme sunt delimitate de suprafețe de discontinuitate, evidențiate de variația rapidă a vitezei undelor seismice. Structurarea concentrică a Terrei este rezultatul forței de gravitație terestră, cea care a ordonat materia, precum și a mișcării de rotație a Terrei în jurul propriei axe.

Inițial s-a considerat că la alcătuirea internă a Terrei participă doar trei strate: scoarța, mantaua și nucleul. Sub aspectul relației dintre ele se considera că aceasta este de natură statică.

Ulterior, pe măsură ce s-a impus Teoria Tectonicii Globale, stratele interne ale Terrei au început să fie considerate dinamice, între ele existând interacțiuni și influențe specifice.

Pentru a susține conceptual o astfel de comportare numărul și subdiviziunile acestora au crescut, fiind vorba în acest sens de următoarea structură: litosfera, astenosfera (denumită și mantaua superioară), mantaua (cea de tranziție și inferioară) și nucleul (fig. 6. 1).

Litosfera constituie stratul extern al Terrei. Ea include atât scoarța terestră și cât și o parte din mantaua superioară. Aceasta are o grosime care ajunge la valori maxime de cca. 70 – 150 km și este alcătuită din numeroase plăci cu aspect de calotă. Suprafața de discontinuitate Moho (Mohorovicic) delimitează litosfera superioară (include scoarța sau crusta cu subtipurile ei) de litosfera inferioară (cuprinde o mică parte din mantaua superioară).

Litosfera superioară sau **scoarța**, cuprinsă între suprafața terestră și discontinuitatea Moho, are grosimi medii de 20 – 80 km în domeniul continental și de 5 – 15 km în cel oceanic (Mac, 2000). Dinamica litosferei, la scara timpului geologic, a determinat formarea a două tipuri de scoarță: continental și oceanic.

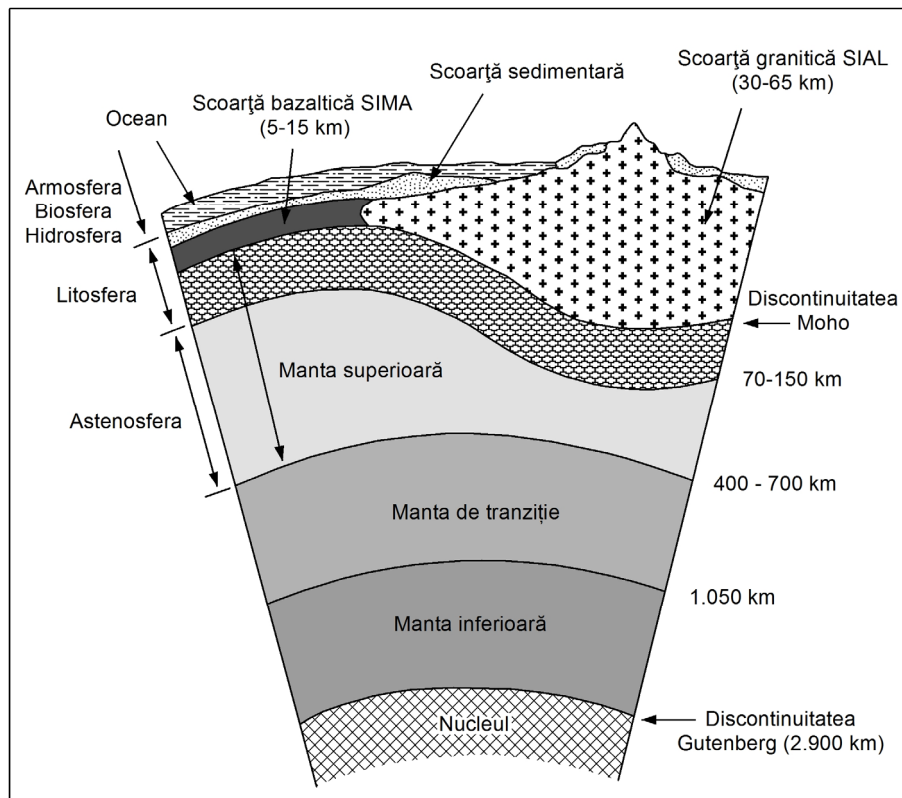


Fig. 6. 1. Structura internă a Terrei (Mac, 2000, p. 53, cu modificări și completări)

Scoarța de tip continental, specifică uscatului, șelfului continental și pe alocuri abruptului continental, are grosimi medii de 35 km, atingând 60 – 70 km sau mai mult sub orogenurile din teritoriile afectate de orogeneza alpină; de exemplu ajunge al 70 – 80 km în Himalaya. Valorile cele mai reduse ale grosimii sunt specifice scuturilor și platformelor cratonice. Ea are în componență trei strate: sedimentar, granitic și bazaltic.

- stratul sedimentar este alcătuit din roci sedimentare diverse și are o grosime de până la 15 - 20 km în zonele de orogen alpin și avan-fosă (Rădoane et al., 2000). În scuturi și platforme el poate să lipsească, fiind îndepărtat prin eroziune; are o densitate medie de 2,5 – 2,7 g/cm³;

- stratul granitic, format din roci acide, are grosimi de până la 50 km sub lanțurile muntoase tinere și de numai 10 - 15 km în limitele platformelor vechi și a

scuturilor – baltic, canadian etc. (caledoniene, hercinice etc.) (Rădoane et al., 2000). Mai este cunoscut și sub denumirea de Sial, datorită prezenței silicaților de aluminiu; are în componență îndeosebi granite, granodiorite, gnaise și micașisturi; densitatea medie este de $2,7 - 2,8 \text{ g/cm}^3$;

- stratul bazaltic atinge pe continente, sub lanțurile montane, grosimi de 15 km, iar în depresiunile continentale valori de 19 - 23 km (Bleahu, 1983). Acest strat mai poartă denumirea de Sima, din cauza prezenței silicaților de magneziu în rocile ce intră în componența lui: bazalt, amfibolite, diorite etc.; densitatea medie este de $2,8 - 3,2 \text{ g/cm}^3$.

Scoarța de tip oceanic domină părțile adânci ale oceanelor (marcate de izobatele de -3000 -4000 m) și este alcătuită din bazalt (Mac, 1976). Scoarței de tip oceanic îi sunt caracteristice câmpiile abisale, dorsalele oceanice și fosele abisale. Se remarcă prin lipsa păturii granitice și prin grosimi medii mai reduse, de numai 5 – 15 km. Este și ea alcătuită din trei strate: sedimentar, intermediar și bazaltic.

- stratul sedimentar este localizat la partea superioară și are în componență sedimentele provenite din domeniul continental și cel oceanic; el are grosimi de câteva sute de metri. Sedimentele lipsesc în lungul dorsalelor oceanice, grosimea acestora crescând în perimetrul foselor, unde ating valori chiar și de 5.000 m; în unele mări interioare, cum ar fi în cazul Mării Negre sedimentele au grosimi de 10 – 15 km; densitatea medie este de $1,2 - 2 \text{ g/cm}^3$ (Rădoane et al., 2000);

- stratul intermediar, variabil ca grosime, mai este denumit și al doilea strat; s-a format prin consolidarea rocilor sedimentare, prin pătrunderi magmato-vulcanice, precum și prin transformări de natură locală;

- stratul bazaltic, cu grosimi de 4 – 7 km, este rezultatul generării litosferei de tip oceanic în cadrul dorsalelor; este alcătuit predominant din curgeri de lave bazaltice, care au densitatea medie de $2,5 - 3 \text{ g/cm}^3$.

Trecerea de la scoarța continentală la cea oceanică se face gradat, prin intermediul altor două tipuri de scoarță: *subcontinentală* (ea se întâlnește sub șelfurile continentale, intră în componența insulelor vulcanice și a arcurilor insulare; în alcătuirea ei intră și pătura granitică, a cărei grosime se reduce dinspre continente spre depresiunile oceanice) și *suboceanică* (se întâlnește la limita dintre uscat și mările interioare, cum ar fi Marea Neagră și Marea Caspică) (Mac, 1996). De exemplu, în cazul Mării Negre, învelișul granitic se laminează spre centru bazinului maritim până la dispariție (fig. 6. 2), el fiind înlocuit de învelișul sedimentar, care se află depus direct peste stratul bazaltic, fapt ce determină ca grosimea scoarței suboceanice să ajungă la peste 20 km (Rădoane et al., 2000).

Litosfera inferioară se extinde până la adâncimea de 100 – 150 km și este alcătuită din roci bazice și ultrabazice, de tipul peridotitului (de origine magmatică) și eclogitului, rocă de origine metamorfică (Rădoane et. al., 2000).

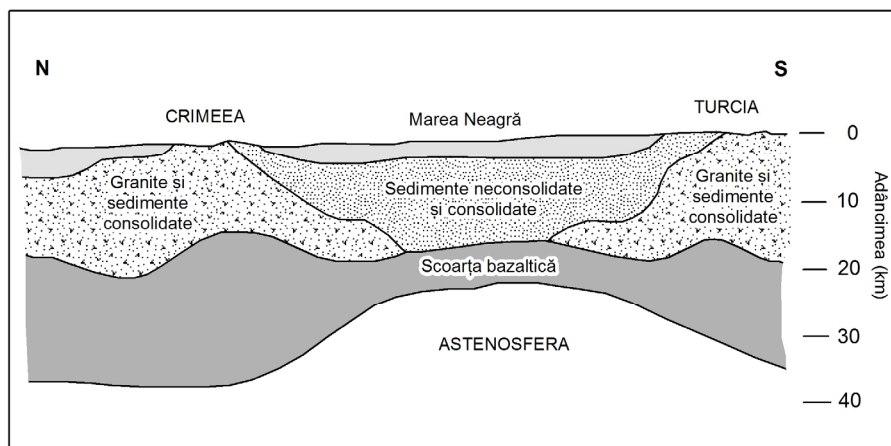


Fig. 6. 2. Profil seismo-geologic transversal N-S prin Marea Neagră; model de scoarță de tranziție de tip suboceanic (Subbotin et al., 1968, citat de Rădoane et al., 2000, p. 131)

Astenosfera, denumită și **mantaua superioară**, este poziționată sub litosferă și se extinde în medie până la 400 km (Rădoane et. al., 2000), iar uneori până la 600 – 700 km (Pauliuc și Dinu, 1985). Materia se află într-o stare vâscoasă, aspect dovedit și de valorile reduse ale vitezei de propagare a undelor seismice. Deplasarea materiei la nivelul astenosferei se realizează sub forma curenților de convecție, organizați sub formă de celule.

Există și ipoteza că la nivelul astenosferei magma să nu existe într-un strat continuu, ca atare, ci generarea ei să aibă loc doar când sunt întrunite condiții procesuale, care să ducă de la o stare semilichidă la una lichidă (Bleahu, 1983).

Mișcarea are loc în principal datorită diferențelor de densitate și temperatură dintre partea inferioară ($3,5 \text{ g/cm}^3$ și peste 1.000°C) și cea superioară a astenosferei ($2,5 \text{ g/cm}^3$ și $400 - 500^\circ\text{C}$), la care se adaugă diferențele existente și în plan orizontal (Ielenicz, 2005). Ramurile curenților de convecție pot fi ascendente, descendente și paralele cu partea inferioară a plăcilor litosferice.

Luate împreună, litosfera și astenosfera, reprezintă sediul factorilor interni ai genezei formelor de relief. În același timp, cele două strate (litosfera – rigidă și astenosfera - plastică) stau la baza proceselor și mecanismelor care asigură dinamica plăcilor litosferice, al căror rezultat este relieful tectonic. Particularitățile comportamentului celor două strate și au reprezentat suportul conceptelor de tectonică a plăcilor litosferice și a apoi a celor de expansiune a fundurilor oceanice și a subducției.

Mantaua este cuprinsă între discontinuitatea Moho și discontinuitatea Gutenberg (situată la aproximativ 2.900 km). Ea prezintă trei subdiviziuni: mantaua superioară, mantaua de tranziție și mantaua inferioară.

Mantaua superioară, așa cum am precizat anterior, intră atât în alcătuirea litosferei (litosfera inferioară) cât și a astenosferei.

Mantaua de tranziție se află la adâncimi cuprinse între 400 – 1.050 km (Pauliuc și Dinu, 1985); este caracterizată de schimbări majore de faze și mineralogice. Starea materiei ar fi amorfă, probabil cu vâscozitate mare, cu toate că nici transformările polimorfe nu sunt excluse (Rădoane et al., 2000).

Mantaua inferioară se situează între aproximativ 1.050 km și discontinuitatea Gutenberg (2.900 km). Analiza valorilor vitezei undelor seismice și a densității materiei evidențiază că mantaua inferioară are o compoziție chimică uniformă, în care predomină fierul și magneziul, și o stare solidă (Rădoane et al., 2000).

Nucleul este localizat mai jos de discontinuitatea Gutenberg. Cu toate că deține doar 16% din volumul total al Terrei, reprezintă 31% din masa acesteia (Rădoane et al., 2000). Sub aspect structural este divizat în trei unități: nucleul extern, nucleul de tranziție și nucleul intern.

Nucleul extern, situat între suprafețele seismice de la adâncimile medii de 2.900 km și 5.100 km (discontinuitatea Lehman), are un comportament fizic fluid relativ omogen (Rădoane et al., 2000). De asemenea, modul de propagare a undelor seismice sugerează o stare lichidă (Pauliuc și Dinu, 1985), inclusiv cu posibilitatea formării curenților de convecție (Rădoane et al., 2000).

Nucleul de tranziție este relativ subțire, aproximativ 150 km; este delimitat de suprafețe seismice relativ bine marcate de variațiile undelor seismice; materia prezintă o stare de tranziție de la cea fluidă din nucleul exterior și cea solidă din nucleul interior (Rădoane et al., 2000).

Nucleul intern are o rază de 1.250 km, fiind cuprins 5.120 km și 6.370 km (Pauliuc și Dinu, 1985). Sursa citată menționează că este foarte omogen, iar undele seismice au un gradient scăzut.

Învelișurile concentrice, care participă la structurarea internă a Terrei, prin dinamica individuală, dar și prin interacțiunea dintre ele, contribuie în manieră proprie la geneza reliefului tectonic și implicit repartiția continentelor și a depresiunilor oceanice.

6.2. PLĂCILE LITOSFERICE

Odată cu acceptarea și impunerii Teoriei Tectonicii Globale geneza reliefului tectonic al Terrei a putut fi interpretată prin prisma conceptului de litosferă (un înveliș dinamic animat de procesele care au loc în manta) și a celui de plăci litosferice, caracterizate atât de o dinamică generală cât și de una individuală.

A. Conceptul de litosferă

Cu toate că are aspectul unui înveliș unitar, litosfera este alcătuită din fragmente de dimensiuni variate, denumite plăci litosferice. Ele au aspectul de calote

din cauza formei sferice a Terrei. În cadrul mozaicului pe care îl compun plăcile litosferice ele au comportamentul unor corpuri rigide, care se mișcă atât în raport cu astenosferă cât și unele față de altele. Denumirea de placă litosferică a fost introdusă de McKenzie și Parker (1967).

Litosfera este învelișul extern al Terrei care include scoarța și o mică parte din mantaua superioară, adică tot ceea ce se află la partea superioară a astenosferei (fig. 6. 1). În morfologia părții exterioare a litosferei se reflectă cel mai fidel interacțiunea dintre factorii interni și externi ai morfogenezei, cea în urma căreia se formează relieful Terrei.

La partea inferioară a litosferei, până la adâncimi de 400 - 700 km se află astenosfera, care în traducere înseamnă stratul slab. Materia din componența se află într-o stare vâscoasă, lucru care permite ca mișcarea din cadrul ei să se realizeze sub forma curenților de convecție.

Litosfera este caracterizată în plan orizontal de prezența a două mari discontinuități: zonele de generare și zonele de consum (Mac, 1996); ele au rolul de a delimita marile unități morfostructurale cunoscute sub denumirea de **placi litosferice**.

Identificarea și acceptarea existenței plăcilor litosferice a determinat schimbarea concepției bipolare a structurării litosferei în blocuri continentale și bazine oceanice, în sensul că acestea cu toate că au în continuare un rol important în arhitectura globului terestru, ele nu mai sunt de prim ordin (Mac, 1996). Acestea rămân doar ca o reflectare a divizării scoarței terestre în cele două tipuri fundamentale: scoarță oceanică și scoarță continentală.

În această ierarhie locul lor a fost luat de către plăcile litosferice, considerate ca forme majore ce alcătuiesc relieful Terrei. Practic **forme de relief de ordinul I ale Terrei sunt reprezentate de către plăcile litosferice**. Ele pot fi alcătuite numai din litosferă oceanică (Placa Est-Pacifică) sau pot cuprinde atât litosferă oceanică cât și continentală (Placa Africană). Se mai remarcă faptul că repartiția plăcilor litosferice majore nu coincide deloc cu cea a repartiției continentelor și oceanelor (Cioacă, 2006). Blocurile continentale sunt considerate „*încastrate definitiv în litosfera oceanică; partea activă a plăcii este de natură oceanică, unde, datorită generării de litosferă, apare mișcarea laterală, în timp ce partea continentală este mișcată odată cu litosfera oceanică*” (Mac, 1996, p. 115).

Plăcile tectonice principale sunt în număr de șapte: Euroasiatică, Nord-Americană, Sud-Americană, Indo-Australiană, Africană, Pacifică și Antarctică. Acestora li se adaugă câteva plăci mai mici: Cocos, Nazca, Gorda, Fiji, Solomon, Bismark, Filipină, Caraibelor, Arabică, Turcă, Egeică etc. (fig. 6. 3). La rândul lor plăcile tectonice pot cuprinse mai multe sub-plăci sau microplăci. Unele dintre acestea sunt sudate datorită coliziunilor continentale care au avut loc; este cazul

microplăcilor: indiană, iraniană, arabă, anatoliană, levantină, ioniană, adriatică etc. (Rădoane et al., 2000).

Între plăcile litosferice se remarcă trei tipuri majore de limite (Pauliuc și Dinu, 1985):

- rifturile, care mai sunt denumite și limite divergente sau de acrețiune, reprezintă locul în raport de care două plăci se mișcă îndepărtându-se una de alta; sunt caracteristice dorsalelor oceanice unde se generează fund oceanic nou, care alipindu-se plăcilor existente, le împing lateral;

- fosele constituie limite convergente în cadrul cărora plăcile care se mișcă una spre alta; datorită unor cauze tectonice una dintre plăci se consumă prin subducție sub cealaltă;

- faliile transformante se generează atunci când mișcarea relativă a plăcilor se produce, de-a lungul limitei de separație dintre ele, fără a se crea sau distruge litosferă; ele sunt specifice îndeosebi scoarței litosferice de tip oceanic.

Sub aspect tectonic litosfera se împarte în zone stabile (caracterizate de un regim dinamic mai liniștit) și zone instabile (definite de o activitate tectonică, magmatică și seismică mai intensă) (Pauliuc și Dinu, 1985). Conform autorilor citați, zonele stabile corespund plăcilor litosferice propriu-zise, reprezentate de câmpii abisale, platforme continentale sau șelfuri și platforme cratonice, în timp ce zonele mobile sunt reprezentate de marginile plăcilor sau zonelor limită dintre plăcile litosferice (rifturi continentale, dorsale oceanice, arcuri insulare, fose abisale și bazine marginale).

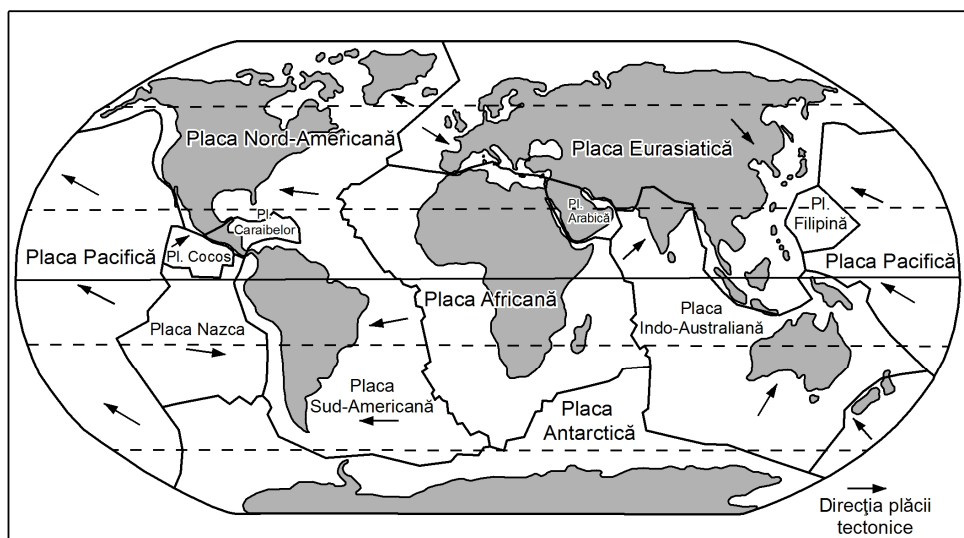


Fig. 6. 3. Plăcile litosferice (Bleahu, 1983, p. 68, cu modificări)

Prin structura plăcilor, în componența cărora intră scoarța terestră și partea superioară a mantei, poate fi înțeles mult mai ușor conceptul de litosferă. Alături

de fracturile majore ale litosferei, care pătrund până la astenosferă, separând astfel plăcile, există numeroase falii și fracturi de dimensiuni mai reduse, care afectează scoarța sau doar orizonturile de la partea superioară a acesteia. Prezența faliilor și fracturilor de tipul celor menționate, evidențiază că plăcile nu sunt fixe, ci se deplasează sub impulsul ramurilor curenților de convecție din astenosferă, simetric și asimetric față de dorsale și fosse oceanice.

Ajungerea la concepția actuală, privind alcătuirea și dinamică litosferei, a însemnat parcurgerea unui drum destul de anevoios, presărat cu numeroase alte teorii și concepte, între care se remarcă: ipoteza translației continentelor și tectonica globală. Prima este considerată premergătoare celei de-a doua, în timp ce acesta îi continuă ideile pe baze moderne, verificate în teren.

Luate împreună și privite sub acest unghi au făcut posibilă elucidarea dinamicii plăcilor litosferice.

Ipoteza derivei continentelor mai este cunoscută și sub denumirea de drift-ul continental sau translația continentelor. Ea este atribuită lui Wegener, cel care a formulat-o în 1912 și a publicat-o ulterior în 1915, în lucrarea sa monumentală intitulată *Originea continentelor și oceanelor (Die Entstehung der Kontinente und Ozeane)*. Wegener a presupus existența unui continent unic denumit Pangaea, înconjurat de apele Oceanului Panthalassa. Continentul era separat de un braț de mare de adâncime redusă, denumit Marea Tethys; el corespundea ca amplasament actualei Mări Mediterane și lanțurilor de munți tineri din Europa și Asia (Bleahu, 1983). Uscatul de la nord de Tethys se numea Laurasia, iar cel din sud Gondwana. În Jurasic Pangaea a început să se scindeze în diverse fragmente ce au alunecat divergent. Față de Europa și Africa, Americile s-au deplasat spre vest pe măsură ce Oceanul Atlantic a început să se deschidă. În mișcarea lor spre vest Americile au întâmpinat rezistența fundamentului oceanic, fapt care a determinat refularea sedimentelor și a formațiunilor de soclu care au generat lanțul andin (Bleahu, 1983). Scindarea Africii a început în Jurasic prin desprinderea Indiei și apoi a Madagascarului. Prin deplasarea spre nord India a strivit depozitele de mică adâncime ale Mării Tethys, generând lanțul himalayan. Australia, împreună cu noua Zeelandă, de care este legată printr-un soclu comun, a alunecat spre vest, ceea ce a determinat ridicarea lanțurilor de munți alpini ai Noii Zeelande; ulterior Australia s-a deplasat spre nord, fapt care a condus la detașarea Noii Zeelande, rămasă în urmă, precum și la ridicarea lanțurilor de munți ai Noii Caledonii, deviată și ea spre nord (Bleahu, 1983). În tot acest timp Australia a rămas în urmă, devenind un continent aparte sub multe aspecte.

Din urmărirea acestor secvențe evolutive reiese că blocurile continentale fiind mai ușoare, datorită densității mai scăzute a siliciului și aluminiului, care predomină în compoziția lor, au fost deplasate de către curenții de convecție din astenosferă, în sens invers față de mișcarea de rotație a Terrei, adică spre vest; în același timp ele au fost supuse unei deplasări dinspre poli spre Ecuator (Rădoane et al., 2000).

Translația neîncetată a continentelor explică pe de o parte distribuția actuală a uscatului față de oceane și geneza lanțurilor montane de la nivelul continentelor. Legătura dintre toate acesta a fost formulată magistral de către Wegener (1915) în lucrarea menționată anterior: „*Un lucru este însă sigur: aceleași forțe sunt cele care generează marile lanțuri cutate și deplasarea continentelor. Translația continentelor, disjunctia lor și împingerea în masă, cutremurele de pământ, vulcanismul, alternanța transgresiunilor și migrația polilor formează aceleași epoci de paroxism în istoria globului.*” (citad de Bleahu, 1983, p. 17).

Wegener (1915) și-a fundamentat teoria translației continentelor pornind de la analogia țărmurilor atlantice ale Africii și Americii de Sud. De asemenea, el a mai observat că aproape toate uscaturile au terminații răsucite în sensul invers al translației continentelor. Acest fapt este explicat de întârzierea mișcării, deoarece cu cât o masă de uscat este mai masivă, cu atât deplasarea ei este mai rapidă. De exemplu, Țara de Foc, Țara lui Graham (care structural reprezintă o continuare a Munților Anzi) au extremitățile îndreptate spre est, în timp de extremitățile Noii Zeelande și cele ale Japoniei sunt orientate spre vest, în funcție de direcția de deplasare. Alături de argumentul morfologic menționat, în sprijinul teoriei sale, Wegener (1915) și adepții săi, au adus numeroase alte argumente de natură geologică, paleontologică, biogeografică, paleoclimatică etc.

Cu toate că teoria lui Wegener (1915) a fost combătută și criticată de mulți oameni de știință din vremea respectivă (era o teorie revoluționară greu de acceptat), au existat și adepți ai ei, care au folosit-o pentru a explica principalele procese tectonice ale Terrei. S-a ajuns în cele din urmă prin contribuția mai multor cercetători (Argand, 1922; Daly, 1926; Du Toit, 1927; Holmes, 1929; Runcorn, 1962; Bullard, 1963; Blackett et al., 1965 etc.) la crearea premiselor apariției Teoriei Tectonicii Plăcilor Litosferice, în cadrul a ceea ce a fost numit Tectonica Globală (o teorie criticată la fel de tare la vremea ei).

Tectonica Globală este apreciată ca fiind cea mai autentică teorie în măsură să explice structura litosferei, evoluția paleogeomorfologică și dispunerea actuală a plăcilor litosferice, considerate ca forme de relief de ordinul I. La baza ei stau numeroase cercetări interdisciplinare, realizate de echipe de cercetători, în cadrul unor proiecte de anvergură, derulate în a doua jumătate a secolului XX. Dintre proiecte se remarcă următoarele: Proiectul JOIDES (Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling = Instituțiile oceanografice reunite pentru probarea profunzimilor Pământului) demarat în 1964; același proiect, prin internaționalizare, primește denumirea IPOD (International Project of Ocean Drilling) în 1975; Proiectul mantalei superioare (Upper Mantle Project) (1960 - 1970); Proiectul de geodinamică (1971 - 1980); Proiectul FAMOUS pentru studiul dorsalei atlantice (1971 - 1974); Proiectul de foraje în marea adâncă (Deep Sea Drilling Project), care a debutat în 1968 și a fost realizat cu ajutorul navei Glomar Challenger (s-au realizat foraje la peste 1.000 m în

plăcile litosferice oceanice) (Bleahu, 1983; Rădoane et al., 2000). Alături de acestea se remarcă fotografiile și filmările submarine realizate de către navele oceanografice americane Agor și Chain (începând cu anul 1958), de către nava Glomar Challenger (între 1968 și 1973); se adaugă apoi acțiunile de prelevare de roci de pe fundul oceanelor realizate de către submersibilele Aluminaut (1965), Alvin (1965) și Deep Star (1966); dorsala atlanticului a fost observată direct de către batiscafele franceze Archimede și Cyna și de cel american Alvin, în intervalul cuprins între 1973 și 1974 (Cioacă, 2006). Toate aceste acțiuni științifice au adus la zi mărturii incontestabile ale expansiunii plăcilor litosferice oceanice.

De asemenea, de mare succes s-a dovedit a fi tehnica sondajului continuu ultrasonic. Ea a fost folosită la ridicarea reliefului Oceanului Planetar, fapt care a corespuns cu primele descoperiri hotărâtoare, cu privire la conturarea și detalierea formelor de relief majore (Rădoane et al., 2000): dorsale oceanice, munți suboceanici izolați, arcuri insulare, fose oceanice, platouri și câmpii oceanice etc.

Cercetarea și interpretarea volumului imens de informații obținute, în timpul derulării proiectelor menționate, a permis elaborarea și dezvoltarea unei versiuni moderne a Teoriei Translației Continentelor. Acest demers a avut la bază elaborarea teorii noi: teoria expansiunii fundurilor oceanice și Teoria Tectonicii Plăcilor Litosferice.

Teoria expansiunii fundurilor oceanice (sea floor spreading) a fost perfectată în 1961-1962 de către Dietz (1961) și Hess (1962), cei care au scris simultan două articole științifice (*Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor*, respectiv *History of Ocean Basins*), care au abordat acest subiect (ambele articole au fost trimise la publicare în anul 1960). Pornind de la constituția, formarea și evoluția scoarței oceanice, de tip bazaltic, teoria explică maniera în care se fragmentează și se deplasează continentele.

Idei premergătoare în acest sens a avut și Holmes (1944), cel care a presupus că atunci când continentele sunt în derivă se pot rupe, se pot îndepărta unele de alte, creând condițiile pentru formarea unui nou ocean, prin injecția de material magmatic din astenosferă, în locul unui eventual gol de expansiune. Scoarța oceanică care se formează este mai nouă în locul de formare, în rift, și tot mai veche spre margini. Cei care aduc materialul magmatic din astenosferă și deplasează lateral plăcile litosferice sunt curenții de convecție (Holmes, 1944). Din acest motiv teoria expansiunii fundului oceanic îi poate fi atribuită și lui, cu toate că el nu a deținut toate elementele necesare explicării pe deplin a acestui proces.

Conform lui Dietz (1961) și Hess (1962) noțiunile care stau la baza conceptului de expansiune a fundurilor oceanice sunt următoarele: în manta există curenți de convecției organizați sub formă de celule; pe ramura ascendentă a unei celule magma ajunge la suprafață în rift-urile oceanice, unde prin consolidare generează placă litosferică bazaltică; raportat la rift scoarța nou creată prezintă o mișcare divergentă, simetrică și de viteză egală, determinată de ramura orizontală a

celulei de convecție; când ea devine descendentă antrenează placa oceanică în fose abisale unde prin subducție ajunge să fie topică și încorporată în manta.

Suportul pentru verificarea acestei teorii l-a constituit datele de paleomagnetism. Este vorba de un magnetism remanent, în rocile din componență scoarței oceanice, din momentul în care ele au fost depuse și consolidate.

Teoria Tectonicii Plăcilor Litosferice are la bază ideea că suprafața terestră este compusă din numeroase plăci litosferice rigide, care alcătuind un colaj, au posibilitatea de a mișca pe un substrat instabil, reprezentat de astenosferă.

Ea a fost fundamentată științific prin trei lucrări apărute în același an: Morgan (1968), Le Pichon (1968) și Isacks, Oliver și Sykes (1968). Fiecare dintre autorii citați aduc argumente valoroase pentru susținerea ei:

- Morgan (1968) a menționat că suprafața Terrei este împărțită în 20 de blocuri litosferice rigide, care nu suferă deformări; ele sunt separate prin rifturi, fose și falii transformante; componența plăcilor diferă: există plăci formate numai din litosferă oceanică (Placa Pacifică de Vest), plăci din porțiuni de litosferă oceanică și continentală (Placa Africană și Placa Americii de Nord) și plăci alcătuite doar din litosferă continentală (Placa Arabiei);

- Le Pichon (1968) efectuează prima descriere globală a dinamicii plăcilor pe baza calculelor geometrice aplicate la o sferă; pornind de la modelul global de mișcare actuală a plăcilor, el a reconstituit dinamica plăcilor până în urmă cu 60 milioane ani (Paleocen);

- Isacks, Oliver și Sykes (1968) au realizat corelații între seime și marginile plăcilor litosferice, evidențiind că în zonele de expansiune și în lungul faliilor transformante se produc dor cutremure de mică adâncime, în timp ce în zonele de subducție, au loc atât seisme de mică adâncime, cât și de medie sau mare adâncime (până la 700 km); cutremurele profunde sunt localizate pe suprafețele încilnate, cunoscute sub denumirea de planuri Benioff (Wadati-Benioff), cele în cadrul cărora plăcile litosferice se scufundă în Astenosferă.

Teoriile menționate, reunite sub termenul de Tectonica Globală, sunt în măsură să ofere răspunsuri precise și unitare, referitor la caracteristicile geofizice și structurale ale Terrei: vulcanismul, seismicitatea, metamorfismul, diastrofismul etc. (Rădoane et al., 2000). La rândul lor, implicațiile geomorfologice a Teoriei Tectonicii Globale sunt demne de luat în considerare, dacă ne gândim la caracteristicile morfometrice ale macroformelor de relief, la configurația continentelor și a oceanelor, precum și la cinematica acestora etc.

În același timp, aprofundarea conceptelor care stau la baza Tectonicii Globale, au pus într-o altă lumină teoria geosinclinalelor. După ce ulterior s-a renunțat total sau parțial la aceasta, ea a fost adaptată, înglobând unele aspecte impuse de dinamica plăcilor litosferice. Se admite astfel posibilitatea dezvoltării de depresiuni tectonice (de orogen) în regiunile labile ale plăcilor litosferice, din vecinătatea ariilor de subducție;

aici masele de roci sedimentare, metamorfice sau granitice sunt presate, cutate și ridicate sub formă de lanțuri montane (Ielenicz, 2005). Presiunile datorate dinamicii plăcilor litosferice au determinat ca cele mai noi lanțuri montane să se individualizeze la contactul dintre acestea. În această manieră, Munții Cordilieri s-au format la contactul plăcilor Pacifică și Americană, Munții Himalaya la contactul dintre placa Indiană și cea Asiatică, iar lanțul montan format din Pirinei, Alpi și Carpați în sectorul labil datorat înaintării spre nord, spre Placa Euroasiatică a celei Africane (Ielenicz, 2005).

B. Dinamica plăcilor litosferice

Deplasarea plăcilor litosferice este întreținută variația proprietăților mecanice și termice ale litosferei și ale astenosferei. Prima este rigidă, datorită densității mai reduse ($2,5 \text{ g/cm}^3$), iar sub aspect termic este mai rece (valori sub 1.300°C), în timp ce a doua se comportă ca un fluid vâcos, pe care plăcile litosferei alunecă, iar temperatura ei este foarte ridicată (valori mai mari de 1.300°C).

Plăcile litosferice sunt delimitate de dorsale oceanice, unde are loc generarea, și fose sau gropi abisale, considerate ca zone de consum. Între aceste limite, plăcile fiind active, ele se deplasează unele în raport cu altele. Într-un interval de 200-300 milioane ani unele se formează și se consumă (cele oceanice), în timp ce altele își păstrează masa, dar nu și poziția (plăcile continentale) (Bridge și Demico, 2008). Se pare că în cazul celor din urmă densitatea mai scăzută ($2,5 \text{ g/cm}^3$) constituie o variabilă ce direcționează evoluția doar într-un singur sens. Se deosebesc în acest sens două tipuri de plăci litosferice: cele oceanice și cele continentale. Diferențele majore între cele două sunt date atât de alcătuire, cel puțin la nivelul scoarței, cât și de dinamică.

Pentru a elucida dinamica plăcilor litosferice au fost propuse mai multe modele, dintre care se remarcă următoarele: modelul prin curenți de convecție și modelul prin panașe de manta (Pauliuc și Dinu, 1985).

Modelul prin curenți de convecție. Ipoteza existenței curenților de convecție a fost propusă, în formă apropiată de ceea ce se acceptă în prezent, de către Holmes (1944), pornind de la ideile enunțate de Ampferer în 1906 și Griggs în 1939 (citați de Bleahu, 1983). Primul dintre aceștia a presupus că în interiorul Terrei există mase magmatice lichide, în care are loc o mișcare de convecție, adică de ridicare într-un loc și de coborâre în altul. Ce de-al doilea a continuat ideea, punând curenții de convecție pe seama transferului de căldură datorat radioactivității.

Holmes a îmbinat aceste idei cu cea a derivei continentelor, specificând că acestea din urmă sunt puse în mișcare și purtate de curenții de convecție subcrustali, determinați de același transfer de căldură, impus de radioactivitate.

Continuând ideile autorilor citați, contribuții în dezvoltarea Teoriei existenței curenților de convecție au avut Dietz (1961) și Hess (1962), cei care au propus Teoria expansiunii fundului oceanic (Sea-floor spreading).

Manifestarea curenților de convecție poate avea loc în diverse moduri. Sub aspectul profunzimii la care are loc generarea lor au fost deosebite două modele conceptuale: al celulelor de convecție adânci și al celulelor de convecție puțin adânci (Pauliuc și Dinu, 1985).

Celulele de convecție adânci au fost intuite încă dinainte de elaborarea Teoriei Tectonicii Globale, pentru a explica deriva continentelor (Pauliuc și Dinu, 1985). Se presupune că o coloană ascendentă fierbinte se ridică din mantaua inferioară și curge apoi divergent, purtând în spate plăcile litosferice. Ulterior datele geofizice au sugerat că mantaua inferioară este prea rigidă, pentru a permite o asemenea curgere (Pauliuc și Dinu, 1985). Conform autorilor citați modelul celulelor convective adânci nu oferă un mecanism satisfăcător pentru mișcarea plăcilor. După anul 1990 s-a încercat reacreditarea acestui model (Fukao et al., 1992; Fukao et al., 1994; Maruyama, 1994; Kumazawa și Maruyama, 1994 etc.), pentru a explica dinamica mantalei inferioare și a influențelor ei inclusiv asupra nucleului.

Celulele de convecție puțin adânci se acceptă că se manifestă doar la nivelul astenosferei (ca parte a mantalei superioare), care prin proprietățile sale permite o astfel de mișcare (Pauliuc și Dinu, 1985) (fig. 6. 4).

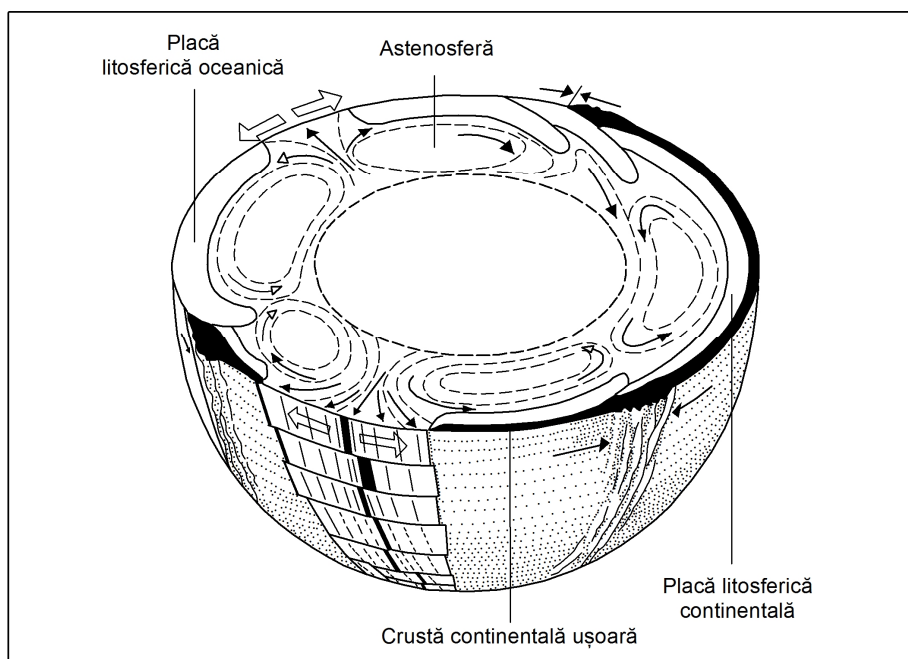


Fig. 6. 4. Mecanismul de mișcare al plăcilor datorită celulelor de convecție situate în mantaua superioară (Bleahu, 1983, p. 100)

În cadrul astenosferei se presupune existența a două modele de manifestare a curenților de convecție: celular și împins-tras (Pauliuc și Dinu, 1985) (fig. 6. 5).

- *modelul celular* are în vedere existența unor celule de convecție, care au ramuri ascendente sub dorsalele oceanice și descendente în partea opusă spre continente, unde coboară înapoi în astenosferă;

- *modelul împins-trans* (push-pull) considera că astenosfera este destul de moale pentru a nu transmite stressuri de forfecare orizontale semnificative litosferei de deasupra (Elsasser, 1971, citat de Pauliuc și Dinu, 1985); mișcarea se datorează în acest caz împingerilor laterale ale plăcilor în zonele dorsalelor oceanice, alunecării gravitaționale a plăcilor dinspre dorsale și tracțiunii plăcilor atunci când ele ajung în zonele de subducție. Împingerea din zona dorsalelor este însoțită de ridicarea magmei de-a lungul zonelor axiale, unde se generează litosferă nouă (Pauliuc și Dinu, 1985). Autorii citați menționează în continuare că, tracțiunea plăcii, după ce ajunge în astenosferă, este datorată creșterii în densitate a părții de litosferă care se subduce și care rezultă din efectul combinat al răcirilor și schimbărilor de fază mineralogică.

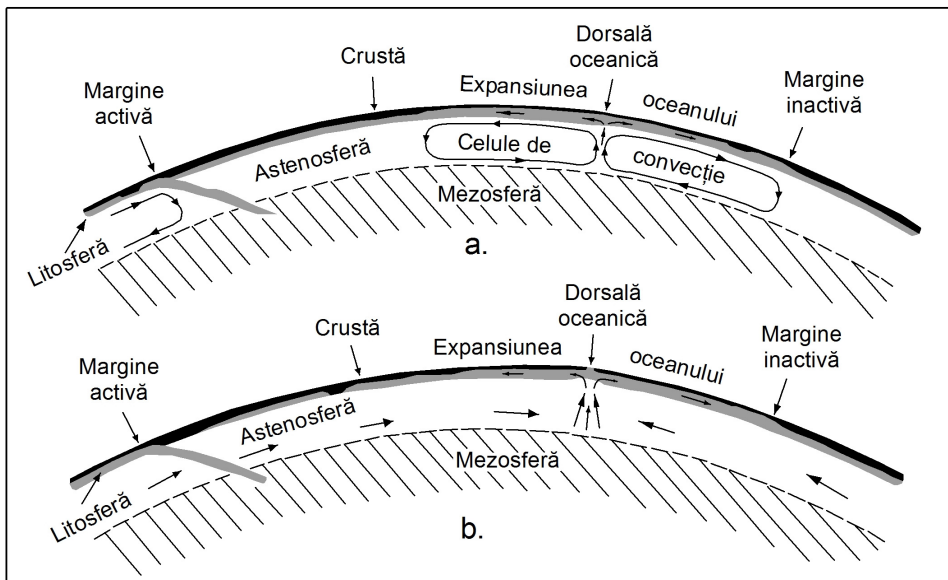


Fig. 6. 5. Mecanismele expansiunii prin intermediul celulelor de convecție puțin adânci; a. model celular; b. model împins – tras (Bott, 1971, citat de Pauliuc și Dinu, 1985, p. 276)

Cele două modele nu se exclud existând posibilitatea ca ele să opereze simultan în diverse locuri în cadrul astenosferei.

Prin dinamica lor, curenții de convecție produc forțe mecanice colosale ce se răsfrâng asupra tuturor compartimentelor litosferei. Ei participă la o amplă eterogenizare a proprietăților fizice ale rocilor, care sub aspectul densității acestora înseamnă mișcări de chilibrare izostatică între litosferă și astenosferă (Rădoane et al., 2000). Conform sursei citate, prin intermediul lor are loc un transfer de căldură

dinspre mantaua superioară spre litosferă, energie necesară întreținerii curenților de convecție, formării magmelor și a declanșării vulcanismului.

Raportat la scoarța de la partea superioară fluxurile de materie din celule de convecție realizează trei acțiuni: de izbire (în dreptul ramurilor ascendente); de antrenare a scoarței spre interior prin intermediul ramurilor descendente ale curenților de convecție; de deplasare laterală (între cele două situații anterioare) (Ielenicz, 2005); primele două se întâlnesc la contactul dintre plăcile litosferice.

Deplasarea laterală a plăcilor oceanice, de la rift-uri, are valori de câțiva cm pe an, circa 100 km într-un milion de ani și aproximativ 1.000 km în 10 milioane de ani (Ielenicz, 2005). Expansiunea fundului oceanic în rift-uri are loc atât datorită presiunilor mari generate de ieșirea topiturilor în partea centrală a dorsalelor, cât și antrenării laterale, de către ramurile curenților de convecție existenți sub plăcile litosferice oceanice.

Indiferent de modelul acceptat, fiecare curent de convecție are o ramură ascendentă, care determină transportul materialului mai cald (de obicei magmă bazică) de la partea inferioară a astenosferei spre cea superioară. Ramurile ascendente a doi curenți alăturați acționează asupra litosferei formând o despicătură numită rift sau vale de rift, care delimitează două plăci (fig. 6. 4). Magma care pătrunde ascendent în rift ajunge la suprafață sub formă de lavă, iar datorită procesului de răcire are loc depozitarea sa de o parte și de altă a riftului (Huddart și Stott, 2010). Prin consolidarea lavei, de o parte și de alta a riftului se formează, litosferă nouă de tip oceanic, care se atașează celor două plăci din vecinătate; procesul este numit expansiunea fundului oceanic. Pe măsură ce fâșia de scoarță nou formată se îndepărtează de locul de generare, ea se răcește, devine mai grea și este transportată de ramura descendentă a curentului de convecție fie către fosele abisale, fie doar în plan orizontal. În situația în care se coboară în dreptul unei fose, scoarța oceanică mai rece și mai veche este topită și asimilată din nou în astenosferă. Este astfel vorba de un circuit, care stă la baza reînnoirii litosferei în timp geologic. În viziunea Teoriei expansiunii fundurilor oceanice, acestea sunt un fel de covoare rulante care se generează în dorsalele oceanice și se consumă în fose. Se explică astfel de ce plăcile litosferice alcătuite din scoarță oceanică dăinuie doar 400 – 600 milioane de ani. Inclusiv pătura de sedimente de pe suprafața acestora este subțire și are vârste care nu depășesc Jurasicul (Rădoane et al., 2000). Trebuie reținut că expansiunea în rifturi nu este continuă, ci un proces episodic, în salturi (Bleahu, 1983).

S-a ajuns astfel ca semnificația derivei continentelor, așa cum a fost propusă de Wegener (1915), adică alunecarea sau plutirea Sialului (scoarță granitică continentală) față de un fund oceanic, care este simatic (Sima), datorită mișcării de rotație a Terrei, să primească o altă conotație. Este vorba de o mișcare pasivă a continentelor, datorată expansiunii fundului oceanic. La baza acestui proces stă consolidarea și mișcarea laterală a materialului, din astenosferă, care iese prin rifturi.

Mai nou se admite, pe baza Teoriei Tectonicii Globale, că sialul este echivalentul litosferei, iar astenosfera, cea din a cărei materie se generează scoarță oceanică să fie echivalent cu sima (Rădoane et al., 2000).

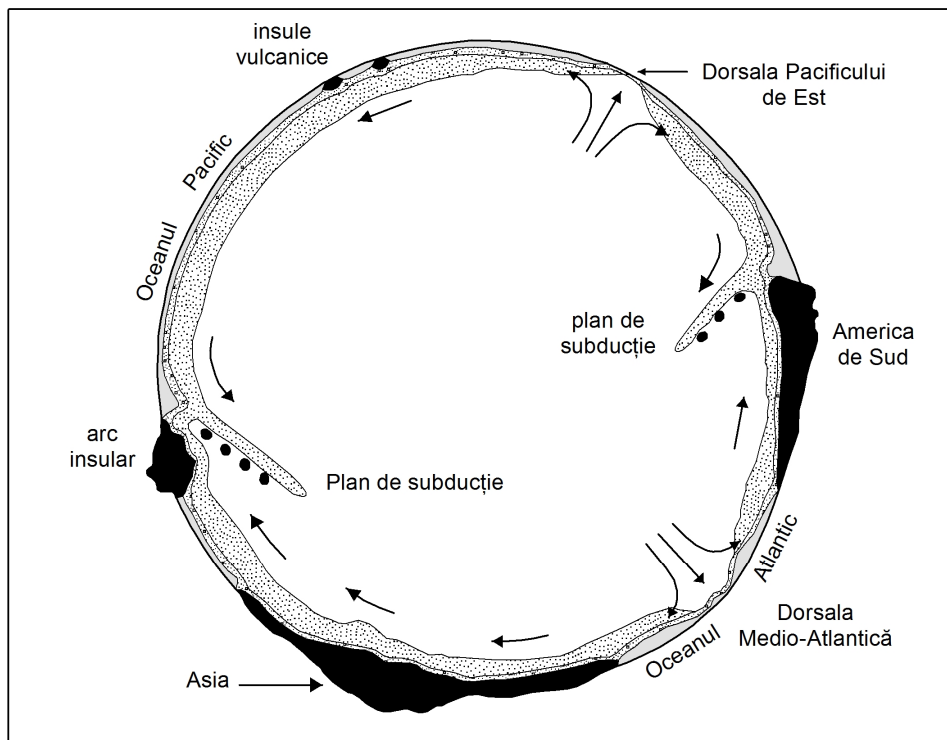


Fig. 6. 6. Secțiune transversală a Terrei pentru evidențierea generării și consumului de placă litosferică oceanică (Uyeda, 1972, citat de Bleahu, 1983, p. 82)

Ansamblul proceselor de formare și de evoluție a unei zone de expansiune sunt cunoscute sub denumirea de acrețiune. Ea cuprinde mai multe etape: fragmentarea litosferei continentale datorită unui flux termic dinspre manta; ridicarea din astenosferă a materialului magmatic, consolidarea și transformarea sa metamorfică; deplasarea laterală a plăcilor care delimitează zona de expansiune, făcând astfel loc pentru noi volume de materie care urcă din astenosferă (Pauliuc și Dinu, 1985). De exemplu, plăcile americane, pe de o parte, și cele eurasiatică și africană, pe de altă parte, sunt în expansiune, proces care conduce la creșterea în suprafață a Oceanului Atlantic. Concomitent, alte plăci litosferice se apropie (Placa Nord-Americană de Placa Nord-Pacifică) provocând închiderea unui vechi ocean, așa cum este în cazul Pacificului, care își reduce suprafața prin subducția plăcilor peste care se suprapune (fig. 6. 6). Mobilitatea plăcilor litosferice este demonstrată de vitezele înregistrate, a căror valori merg de la 1 cm la câțiva zeci de cm pe an

(Cioacă, 2006). Se ajunge astfel ca distanțele ce pot fi parcurse la scara timpului geologic să fie impresionante (până la 100 km într-un milion de ani).

Cu toate că din cele prezentate se remarcă diferențe între continente și oceane, există și legături strânse între acestea. De exemplu, prezența gropilor abisale, la marginea bazinelor oceanice și în vecinătatea continentelor, precum și desfășurarea marilor lanțuri muntoase, tot în zona periferică a continentelor, atestă faptul că la contactul dintre acestea și depresiunile oceanice se află o fâșie critică (mobilă) unde scoarța terestră și relieful său suferă transformări importante (Mac, 1996).

Prin urmare, în timp ce în apropierea rifturilor are loc formarea litosferei, în dreptul foselor are loc consumul ei, datorită subducției sub o altă placă litosferică. Procesul de subducție este determinat de ramurile descendente ale curenților de convecție, la care se adaugă diferențele de densitate și temperatură.

Referitor la curenții de convecție, dacă inițial se consideră că a fost doar o celulă convectivă (dezvoltată înainte de formarea nucleului planetei), ulterior numărul acestora s-a multiplicat (Fukao et al., 1994; Huggett, 2017), ajungând la cinci, fapt care a condus la fragmentarea litosferei în plăci tectonice. Formarea marilor rifturi planetare, cum este de exemplu cel din partea mediană a Oceanului Atlantic, a determinat atât extinderea unor bazine oceanice, prin generare de scoarță bazaltică, cât reducerea altora (cazul Oceanului Pacific), din cauza subducției unor plăci litosferice de tip oceanic.

Recapitulând, dinamica plăcilor cuprinde: existența curenților de convecție, formarea riftului și a dorsalei, generarea de litosferă oceanică, deplasarea acesteia spre fosele oceanice, subducția și retopirea în astenosferă.

Modelul panașelor de manta a fost propus de Wilson (1963) și dezvoltat apoi de către Morgan (1972). La baza lui stă presupunerea existenței unor puncte fierbinți (hot spot), acolo unde coloane ascendente de material topit se ridică de la partea inferioară a mantalei până la baza litosferei; deasupra punctelor fierbinți litosfera poate fi străpunsă, iar materia topită poate ajunge la suprafață. Pornind de la premisa că insulele vulcanice din oceane au fost create în rifturile dorsalelor, s-a ajuns la generalizări care evidențiază că ele au aceeași origine, doar că au fost purtate tot mai departe de rift după formarea lor (Bleahu, 1983). Înseamnă că o insulă, cu cât se află mai departe de rift cu atât este mai veche; lucru de altfel valabil, în mare parte, pentru Oceanele Atlantic și Indian. Cercetările realizate în Oceanul Pacific au evidențiat că insulele situate la vest de dorsala acestuia nu se dispun paralel cu aceasta, ci pe aliniamente orientate SE – NV (Wilson, 1965). În același timp, s-a observat că insulele situate mai la NV sunt mai vechi decât cele din capătul opus. Exemplul este valabil pentru arhipelagul Hawaii, în cadrul căruia doar Insula Hawaii este activă vulcanic, în timp ce insulele situate la NV de aceasta, au vulcani stinși și sunt tot mai vechi.

Până în acest punct lucrurile par oarecum la locul lor, dar elementul purtător de informație este dat de răspunsul la întrebarea - cum s-au format aceste insule? În

această situație sursa vulcanică nu mai este pe o dorsală, cu sau fără rift, ci este reprezentată de un focar profund, situat în mantaua de tranziție sau chiar inferioară, și peste care a alunecat Placa Pacifică, în mișcarea ei divergentă față de dorsală (Huddart și Stott, 2010). Cel care a furnizat material de-a lungul timpului, pentru edificarea insulelor vulcanice a fost focarul sau punctul fierbinte provenit din mantaua profundă. Trena de insule vulcanice este în asemenea cazuri, cu atât mai lungă cu cât focarul a fost mai activ ca durată (Bleahu, 1983), iar placa s-a deplasat mai repede.

În urma celor precizate reiese ideea că fiecare loc fierbinte are un lanț de vulcani, a căror vârstă diferă, ceea ce face să pară că vulcanismul este rezultatul unei surse staționare de căldură a mantalei (fig. 6. 7), care stă la baza plăcii tectonice în mișcare (Huddart și Stott, 2010).

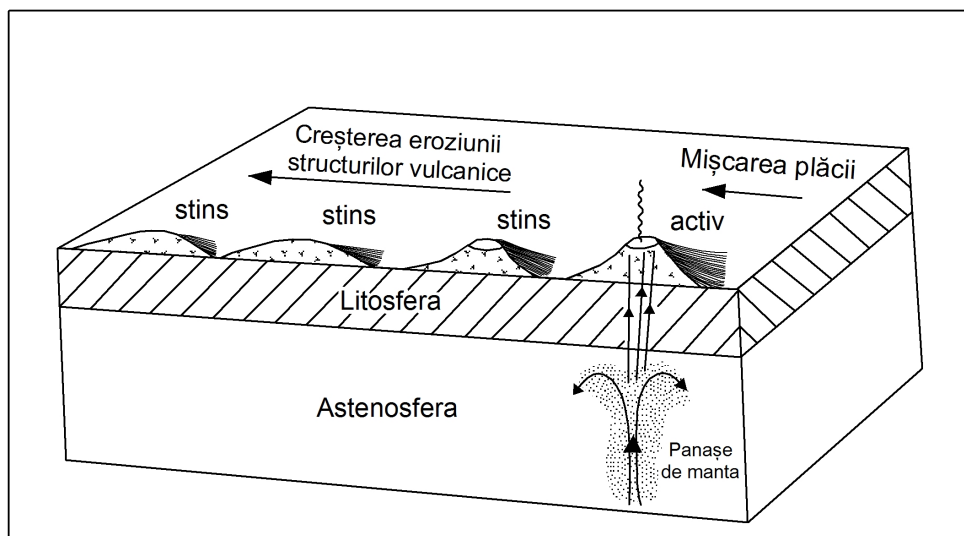


Fig. 6. 7. Generarea de lanțuri vulcanice liniare datorită panașelor de manta (Wilson, 1993, citat de Huddart și Stott, 2010, p. 182)

Focarele sau punctele fierbinți, cum le spunea Wilson (1965), nu sunt altceva decât actualele panașe de manta (fig. 6. 8). Wilson (1973) a identificat 21 de astfel de puncte fierbinți active, dar consideră că întregul etape geologice a Terrei au fost mai multe, numărul lor fiind cuprins între 50 și 150.

Existența unei astfel de teorii dovedește că dinamica curenților de convecție nu este singurul mecanism care trebuie luat în considerare pentru explicarea mișcării plăcilor litosferice (Bleahu, 1983).

Reluând ideile lui Wilson (1963, 1973), Morgan (1972) a presupus că mantaua este afectată de o mișcare convectivă aparte: „*de la limita cu nucleul urcă rapid material foarte cald ce traversează mantaua printr-un fel de horn cilindric până ajunge la baza litosferei unde se împrășteie în umbrelă, materialul răcit recăzând lent*

prin manta până ajunge la baza ei” (citată de Bleahu, 1983, p. 101). Hornurile ascensionale, denumite panașe de manta (engl. mantle plumes, fr. panaches de manteau) generează la suprafața globului un punct cald (engl. hot spot, fr. point chaud); asemenea de puncte pot fi identificate prin fluxul termic ridicat și prin erupțiile vulcanice pe care le generează (Bleahu, 1983).

Localizarea multor puncte calde pe dorsalele în expansiune demonstrează că ele sunt activ implicate în procesul de expansiune a plăcilor litosferice. Wilson (1973) subliniază că dacă o placă cu scoarță continentală trece pe deasupra unui aliniament de puncte calde, ele pot determina spargerea completă a plăcii și formarea unui rift care va genera, prin expansiune un ocean.

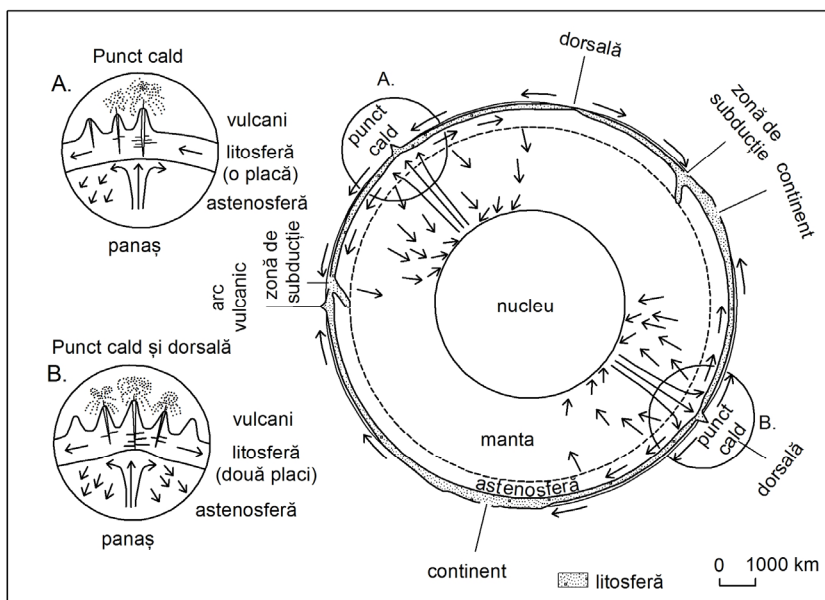


Fig. 6.8. Secțiune transversală a Terrei pentru evidențierea panașelor de manta; A. un panaș generează un lanț vulcanic pe o placă ce trece pe deasupra; B. un panaș determină spargerea plăcii și formarea unei zone de expansiune (Courtilot, 1973, citat de Bleahu, 1983, p. 101)

Prezența panașelor de manta, indiferent de tipul de placă (oceanică sau continentală), semnaleză o totală independență a lor față de mișcările plăcilor, de unde concluzia că ele pot considerate locuri fixe în raport cu nucleul terestru (Bleahu, 1983). Autorul citat menționează că ele ar fi singurele puncte fixe de referință de la suprafața Terrei, unde datorită dinamicii plăcilor litosferice totul se deplasează.

Luate împreună, toate acestea alcătuiesc un ciclu evolutiv al litosferei, denumit **ciclul Wilson**. Începând din 1966 cercetătorul John Tuzo Wilson a analizat sub aspect tectonic și faunistic marginile Oceanului Atlantic actual. El a ajuns la concluzia că realipind într-o formă preatlantică America de Nord de Europa fauna europeană și cea

nord-americană nu are o distribuție conformă cu marginile Atlanticului actual. O parte din fauna europeană se întâlnește pe marginea de est a Americii de Nord, în timp ce fauna nord-americană se găsește în Scoția, partea de nord a Irlandei și în nordul Scandinavei (Bleahu, 1989). Înseamnă că inițial terenurile, pe care au viețuit aceste faune, au fost separate de un alt ocean, care înainte să înceapă deschiderea Atlanticului actual s-a închis; este vorba de Oceanul Iapetus, închis în timpul orogenezelor caledonice. Ulterior, în mezozoic, atunci când a început deschiderea Atlanticului nu a mai fost urmat vechiul contur, ci unul nou (Wilson, 1966). Doar așa poate fi explicată separarea neuniformă a provinciilor faunistice.

Analizând datele obținute Wilson (1966) a concluzionat că oceanele se deschid și se închid periodic, dar nu întotdeauna pe vechile linii de separație. Ciclul Wilson constă într-o succesiune de etape a căror corespondență a fost găsită sub diverse forme la nivelul Terrei (fig. 6. 9).

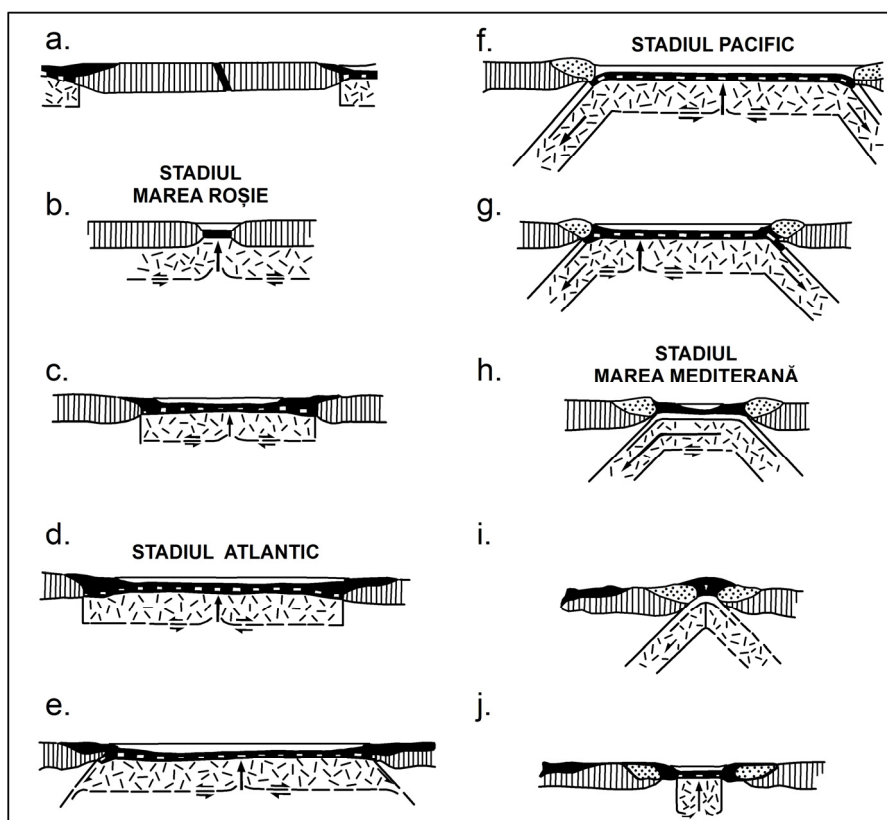


Fig. 6. 9. Ciclul Wilson exprimând stadiile evoluției continent-ocean a unui teritoriu; a. stadiul de continent cu rift continental; b. – e. stadii succesive de deschidere a unui ocean cu margini pasive; f. – h. stadii de închidere a oceanului prin subducție unilaterală, apoi, bilaterală; i. sutură și reconstituirea unui continent unic; j. reluarea ciclului cu stadiul de deschidere a unui ocean (Schroeder, 1971, citat de Bleahu, 1989, p. 438)

Etapale unui ciclu Wilson pot fi sintetizate astfel (Bleahu, 1989):

- într-o placă continentală, datorită unei unui flux termic provenit din manta, se formează un rift continental, de tipul marelui rift african, în care începe o mișcare de distensie;

- lărgirea și adâncirea riftului determină pătrunderea apelor oceanului planetar în el; se formează un bazin de tipul Mării Roșii;

- expansiunea în continuare a fundului mării determină formarea unui ocean de tipul Atlanticului actual, cu margini de plăci continentale pasive;

- extinderea în continuare a plăcii de tip oceanic, determină pe de o parte încărcarea ei cu sedimente în vecinătatea continentelor, iar pe de altă parte creșterea grosimii și a densității ei, pe măsură ce s-a îndepărtat de locul de formare. Toate acestea conduc la ruperea plăcilor la marginea continentelor. Inițial ruperea se produce pe marginea unui singur continent și începe subducția plăcii care poartă oceanul. Acest stadiu este reprezentat de marginea vestică a Atlanticului în Caraibe;

- continuarea expansiunii determină ruperea plăcii oceanice și pe marginea celui alt continent, formându-se o nouă zonă de subducție. Se ajunge într-o fază similară cu cea în care se află în momentul de față Oceanul Pacific, cu subducții pe ambele laturi;

- încetarea activității în riftul care a generat separarea continentelor și deschiderea oceanului inițial, pe fondul continuării proceselor de subducție pe ambele părți ale oceanului, determină ca suprafața lui să fie redusă treptat, ajungând cu timpul la stadiul de mare îngustă în închidere, la fel cum a fost Mare Tethys în neozoic sau cum este Marea Mediterană în prezent;

- în cele din urmă are loc coliziunea continent-continent, soldată cu formarea unui orogen și constituirea unui singur continent, în cuprinsul căruia doar sutura ofiolitică, așa cum este sutura Indusului (de la contactul dintre plăcile Indiană și Asiatică), mai trădează întreaga evoluție tectonic.

După terminarea unui asemenea ciclu, următorul debutează cu formarea unui nou rift care scindează continentul, nu în mod obligatoriu pe vechea sutură ci, undeva alături (Bleahu, 1989).

Procesele tectonice de la marginile plăcilor litosferice. Dinamica acestora presupune existența mai multor procese, localizate în special la marginea lor. Este vorba de procesele prin intermediul cărora plăcile interacționează între ele. Se remarcă în acest sens: subducția, obducția, coliziunea, eduția și transducția.

Subducția (din combinația *sub* și latinescul *ducere*, care înseamnă a trage) este procesul în urma căruia are loc consumarea litosferei oceanice prin afundarea sa în astenosferă (Pauliuc și Dinu, 1985). Există și posibilitatea subducției unei plăci oceanice sub o altă placă oceanică (Pauliuc și Dinu, 1985), așa cum se va detalia în cadrul paragrafului rezervat orogenelor de convergență între două plăci oceanice.

Materializarea vulcanismului andezitic în acest caz este ilustrat de formarea arcurilor de insule vulcanice (fig. 6. 10).

Prin intermediul procesului de subducție se explică facil ce s-a întâmplat cu litosferă oceanică mai veche (care ar fi trebuit să existe încă), raportat la ritmul de generare a scoarței oceanice.

Importanța cunoașterii zonelor de subducție rezidă și faptul că cei mai mulți vulcani activi, și cele mai puternice cutremure sunt asociate cu descendența plăcilor litosferice în Astenosferă (Pauliuc și Dinu, 1985). De asemenea, lanțurile de arcuri insulare, fosele abisale și majoritatea orogenurilor sunt efectul convergenței și apoi subducției plăcilor litosferice.

La locul subducției are loc formarea unei suprafețe de contact între cele două plăci. Ea este numită Plan Benioff și prezintă o înclinare semnificativă ($60 - 70^\circ$), fiind în același timp sediul mișcărilor seismice.

Subducția este însoțită de un magmatism intens, care determină formarea de intruziuni batolitice și un vulcanism andezitic activ (fig. 6. 10).

Zonele de subducție, denumite și margini continentale active, sunt de două tipuri principale (Uyeda și Kanamori, 1979):

- arc continental generat atunci când o placă oceanică este subdusă sub una continentală (exemplu marginea de vest a Oceanului Pacific);
- arc insular format la convergența a două plăci oceanice, care este despărțit de continent printr-un bazin marginal (exemplu arcurile insulare din partea vestică a Oceanului Pacific).

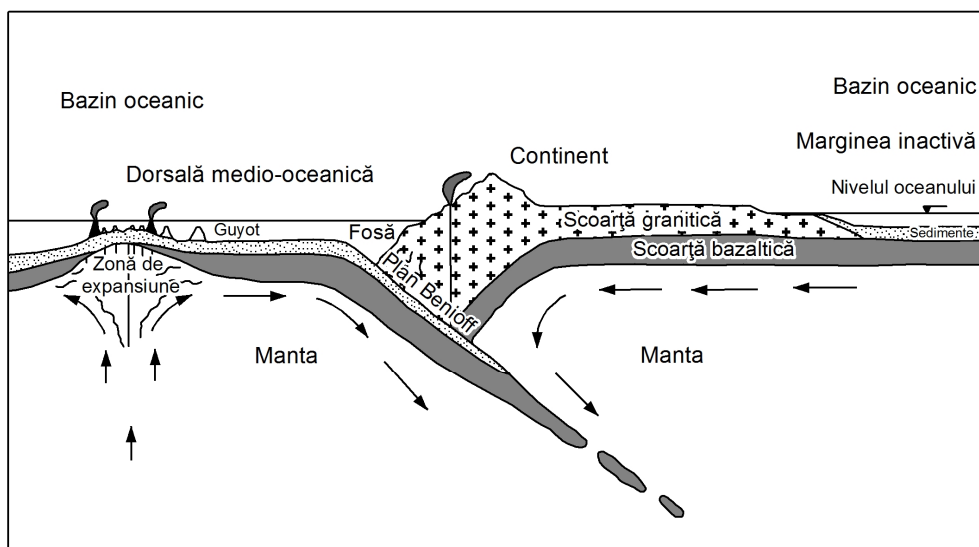


Fig. 6. 10. Subducția unei plăci oceanice sub o placă continentală (Bleahu, 1983, p. 44, cu modificări)

Obducția (de la latinescul *obductia*, care înseamnă acțiunea de reacoperire) este procesul în urma căruia crusta oceanică ajunge să încalce (uneori pe suprafețe considerabile) crusta continentală (Bleahu, 1989). Dacă se consideră sensul restrâns al subducției, adică subducerea unei plăci oceanice sub una continentală, atunci obducția poate fi considerată un mecanism invers subducției (Cioacă, 2006). Obducția este rezultatul unei subducții intra-oceanice, care antrenează o pătură din crusta continentală în mișcare; blocarea sa, datorită întâlnirii cu un bloc continental (ca urmare a densității mai mici), antrenează un șariaj al fundului oceanic peste continent și cutarea strânsă a scoarței continentale (fig. 6. 11) (Cioacă, 2006).

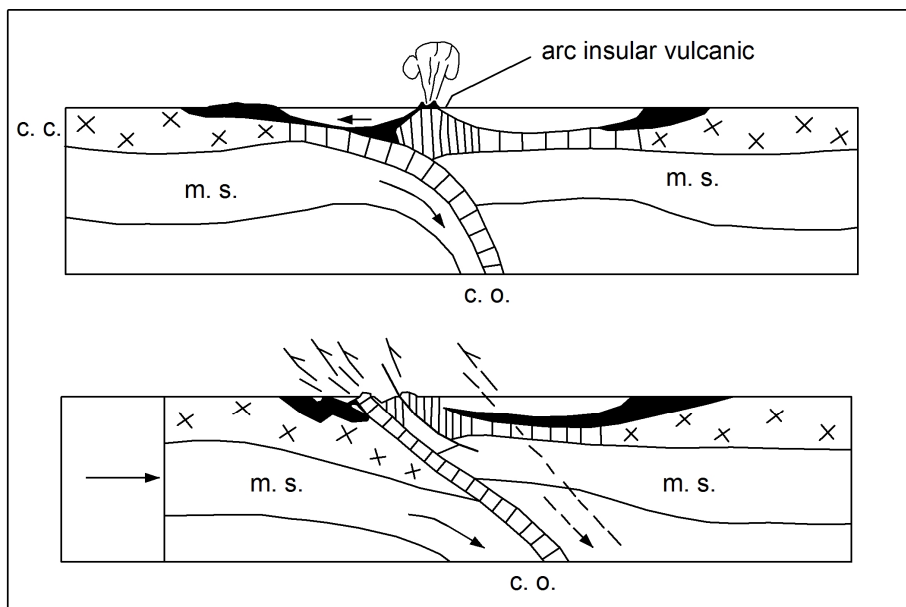


Fig. 6. 11. Schema mișcării de obducție, însoțită de un șariaj a fundului oceanic peste marginea continentului; c. c. – crustă continentală; c. o. – crustă oceanică; m. s. – mantaua superioară (Cioacă, 2006, p. 47)

Dezmembrarea crustei oceanice, în zonele de subducție, reprezintă mecanismul care face posibilă îmbucătățirea crustei oceanice și suprapunerea ei pe distanțe reduse (fig. 6. 12), peste sedimente de natură continentală sau chiar implicarea ei într-un melange (Bleahu, 1989). Alături de această modalitate de realizare a obducției se mai remarcă și altele: obducția peste o margine de tip atlantic (cu condiția existenței unei bombări a crustei oceanice); obducția în urma coliziunii unei margini de tip atlantic cu un arc insular; obducția bazinului marginal peste arcul insular; obducția bazinului marginal peste continent; obducția prin coliziune continentală (prin apropierea celor două continente întregul fund oceanic dintre ele dispare, în mare parte prin subducție, dar și prin obducție) etc. (Dewey, 1976, citat de Bleahu, 1989).

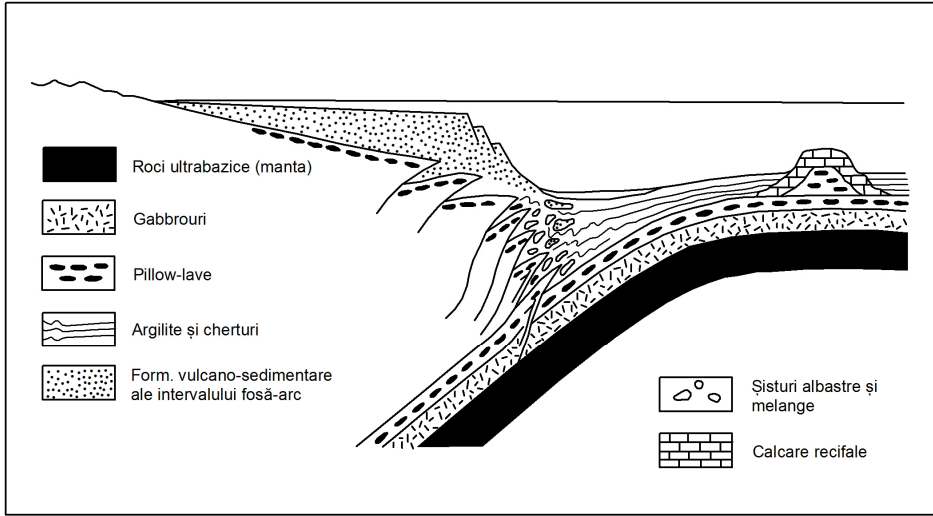


Fig. 6. 12. Dezmembrarea crustei oceanice și implicarea ei în solzi de subplacare în zonele de subducție (Dewey, 1976, citat de Bleahu, 1989, p. 201)

Coliziunea continentală sau mai corect spus coliziunea între două continente reprezintă procesul prin intermediul căruia cele două ajung să se întâlnească (fig. 6. 13 și 6. 23), datorită consumului de placă oceanică dintre ele, în urma subducției care a avut loc anterior (Bleahu, 1989). Munții existenți în partea mediană a continentului Euro-Asiatic, dispuși de la Atlantic la Pacific, reflectă acest tip de coliziune. Pe această cale, începând cu Cretacicul, s-a format lanțul montan Alpino-Carpato-Himalayan prin închiderea Oceanului Thetys, care separa Laurasia de Gondwana. Coliziunea nu este altceva decât termenul ultim al unei subducții, care în continuare devine imposibilă (Bleahu, 1989), prin consumul plăcii oceanice dintre continente.

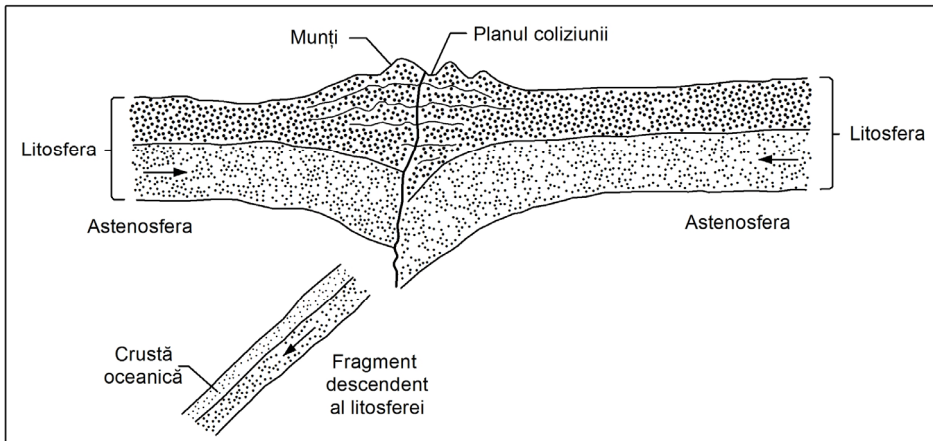


Fig. 6. 13. Coliziunea între două plăci continentale (Cioacă, 2006, p. 46)

Educția reprezintă un caz mai special, ca parte a unei teorii mai ample, propusă de Dixon și Farrar (1980, citați de Bleahu, 1983). Subducția unei dorsale, cu rift, sub o placă continentală, în condițiile în care rift-ul este activ, poate determina ca placa litosferică de tip oceanic, care se formează prin acrețiune (accreție) să iasă neconținut de sub placa continentală, depărtându-se de zona de subducție (Dixon și Farrar, 1980) (fig. 6. 14).

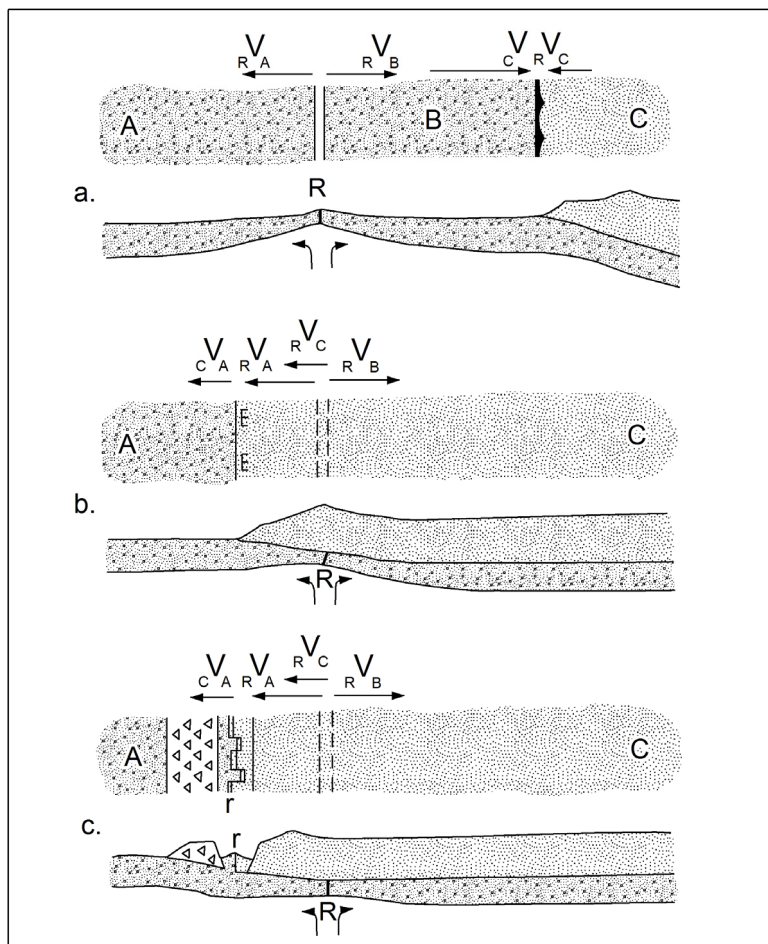


Fig. 6. 14. Mecanismul de educție; a. plăcile A și B se deplasează divergent față de riftul R, iar placa B se subduce sub placa C; b. după subducerea riftului, dacă viteza de expansiune este mai mare decât viteza de subducție, placa A va continua să iasă de sub placa C, proces denumit educție; c. prin antrenarea de către placa A, placa C se rupe și se formează un bazin marginal cu un rift secundar r; (pentru fiecare etapă sus este figurată situația în plan, iar jos în secțiune) (Dixon și Farrar, 1980, citați de Bleahu, 1983, p. 556)

Procesul a fost denumit educție și el este oarecum inversul subducției. Acesta poate continua, în ideea că placa de tip oceanic în formare (de precizat, că nu are

caracteristicile originale ale unei plăci oceanice propriu-zise formată sub apele oceanului) în curs de eduție, poate exercita o tracțiune asupra plăcii continentale, determinând ruperea acesteia; porțiunea ruptă din placa continentală se va deplasa în continuare cu placa oceanică lăsând în spate un gol, o fereastră unde este expusă placa oceanică mai caldă; decompresia determină în continuare topirea și consolidarea unor roci magmatice, ce vor forma o crustă oceanică nouă într-un rift secundar, aflat și el în deplasare (Bleahu, 1983) (fig. 6. 14 c). O astfel de evoluție se pare că este caracteristică coastei de vest a Americii de Nord, unde Placa Americană acoperă dorsala est-pacifică în zona Rio-Grande, la 1.200 km de coastă. Placa Americană, acoperind pe această distanță Placa Pacifică nu este altceva decât o margine de eduție, în timp ce Golful Californiei și prelungirea sa structurală în Falia San Andreas ar fi o ruptură de tipul riftului secundar (fig. 6. 14. c) (Bleahu, 1983).

Transducția. Termenul a fost propus de Page et al., 1979 (citați de Bleahu, 1989) pentru a explica o structură inedită identificată în Sumatra. Insula este străbătută de o falie transcurentă (cu deplasare în plan orizontal), care are o lungime de 1.650 km, de-a lungul căreia există bazine de desfacere specifice (fig. 6. 15).

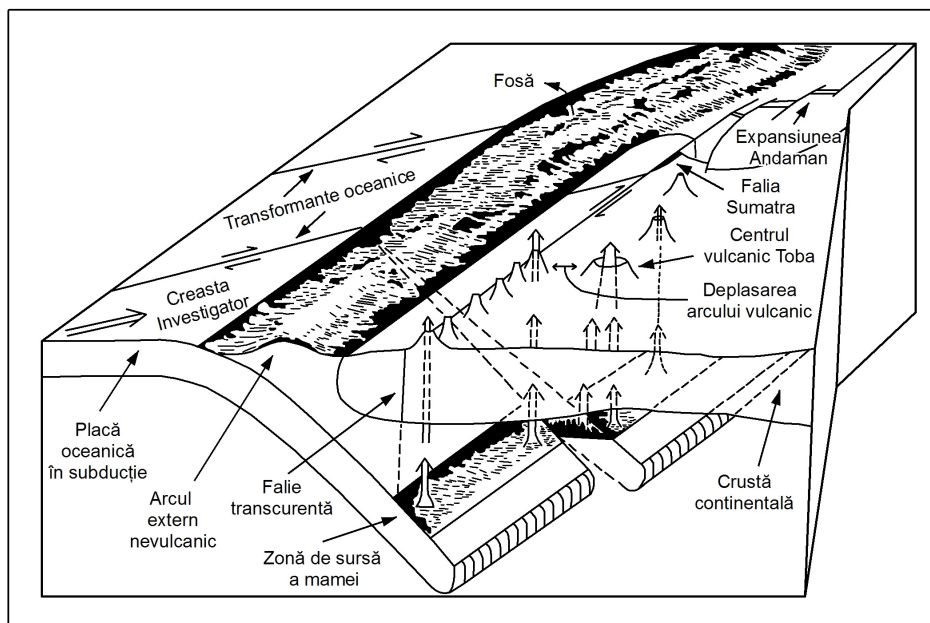


Fig. 6. 15. Blocdiagramă cu falia transcurentă Sumatra văzută dinspre NE
(Page et al., 1979, citat de Bleahu, 1989, p. 257)

La vest de Sumatra există o zonă de subducție, cu fosă, sub care plonjează Placa Indo-Australiană. Este posibil ca falia menționată să facă parte din sistemul tectonic complex existent în partea vestică a Oceanului Pacific. Falia fiind consecința unei subducții oblice, aduce și lipește placa superioară blocului autohton (Bleahu,

1989). În aceste condiții, „procesul de transport pasiv pe o falie transformantă a unui bloc litosferic a fost denumit transducție și se caracterizează prin faptul că pe planul ei nu are loc nici o coborâre (subducție), nici o ridicare (obducție) a unei porțiuni de placă oceanică ci doar o mișcare laterală” (Bleahu, 1989, p. 257).

Tipuri de margini de plăci litosferice. Existența dorsalelor și a foselor oceanice provoacă pe de o parte expansiunea fundului oceanic, iar pe de altă parte consumul acestuia. Tipologia proceselor respective determină în cele din urmă existența mai multor tipuri de margini de plăci litosferice.

Margini divergente sau cu acreție. Ele sunt specifice plăcilor litosferice unde are loc formarea de litosferă oceanică, fapt care determină îndepărtarea acestora una de cealaltă. Cele mai cunoscute zone de expansiune sunt dorsalele din oceanele Atlantic, Arctic, Indian (Dorsala Carlsberg), precum și cele din estul și sudul Pacificului. Mișcarea de îndepărtare de zona de acreție este relativ rapidă la scara timpului geologic: 2 cm/an de fiecare parte a Oceanului Atlantic, 5 – 6 cm/an în Oceanul Pacific, 8 – 9 cm/an, în cazul Plăcii Nazca din sud-estul Pacificului (Rădoane et al., 2000).

Marginile convergente sau cu subducție și coliziune. Se formează în cazul apropierii a două plăci litosferice, în condițiile în care inițial are loc subducția uneia dintre ele, iar ulterior poate avea loc chiar o coliziune între blocuri continentale, dacă ele există pe plăcile tectonice în cauză. Placa subdusă suferă o reducere dimensională prin scurtare, determinând în același timp îngroșări, cutări, încălecări ale materialului continental rămas la suprafață (Rădoane et al., 2000). Cele mai semnificative zone de coliziune le corespund lanțurilor montane formate în orogeneza alpină (Munții Alpi, Munții Carpați, Munții Himalaya, Munții Anzi, Munții Stâncoși etc.).

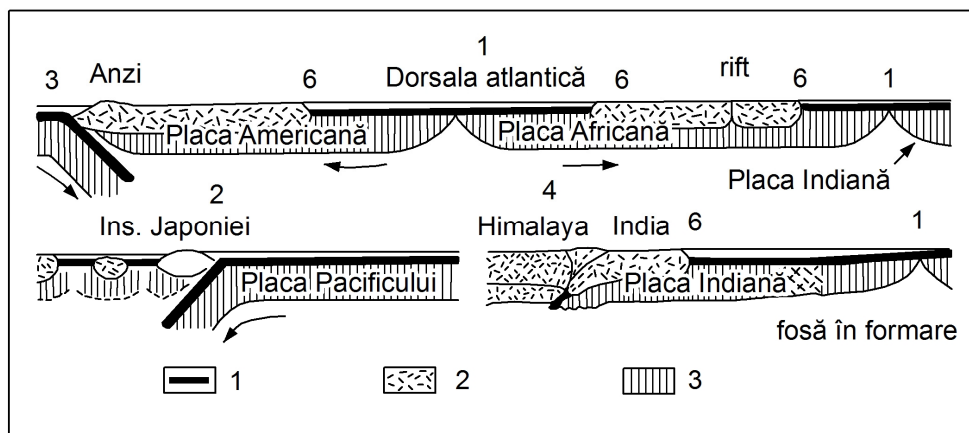


Fig. 6. 16. Tipuri de margini de plăci și de margini continentale: 1 – margine de placă cu acreție; 2 – margini de placă cu subducție, ambele plăci purtând oceane; 3 – margini de plăci cu subducție, o placă purtând un continent și cealaltă un ocean; 4 – cicatrice rezultată din coliziunea a două plăci ce purtau continente; 5 – rift; 6 – margine continentală inactivă (nu este și margine de placă) (Dewey și Bird, 1970, citați de Bleahu, 1983, p. 91)

Se remarcă existența mai multe tipuri de coliziune între plăci, și anume: coliziune între o placă oceanică și una continentală (de exemplu, între Placa Pacifică și Placa Sud-Americă); coliziunea între două plăci oceanice (Placa Filipinelor cu Placa Pacificului); coliziune între două plăci continentale (Placa Indiană cu Placa Euroasiatică) (fig. 6. 16.).

În situația coliziunilor dintre două plăci continentale, efectul de îngroșare a plăcilor este semnificativ, datorită dedublărilor intracrustale (pânze de șariaj); aceasta determină o compensare izostatică puternică fapt care face ca ridicarea lanțurilor muntoase să fie accentuată (Bleahu, 1983).

Margini cu falii transformante. Se întâlnesc în cazul plăcilor afectate de falii transformate, aspect care determină ca cele două plăci să alunece orizontal una față de cealaltă; se mai numesc și falii de culisaj. În lungul faliilor transformante nu este creată și nici distrusă scoarța oceanică, blocurile de scoarța oceanică doar alunecând în plan orizontal unul față de altul (Bleahu, 1989). Ele sunt specifice atât plăcilor litosferice oceanice (fig. 6. 33), unde faliile sunt perpendiculare pe dorsalele oceanice, cât și plăcilor continentale. Un exemplu cunoscut de culisare sau alunecare laterală îl constituie Falia San Andreas, plasată între Placa Pacificului și placa Nord-Americană.

În concluzie, interacțiunile variate dintre plăcile litosferice determină numeroase tipuri de morfologii în zonele de contact. De exemplu, dacă o placă litosferică oceanică se întâlnește cu una continentală, are loc o orogeneză de tip andin, cu un orogen asimetric cutat pe placa cu continent; coliziunea dintre două plăci litosferice oceanice, determină formarea unui orogen de tip arc insular, de cele mai multe ori cu un bazin marginal în spatele său (Cioacă, 2006); la coliziunea a două plăci continentale, pe locul vechii arii de subducție a plăcii oceanice dintre cele două continente se formează un orogen de tip himalayan.

6.3. RELIEFUL CONTINENTELOR ȘI OCEANELOR

Cele două tipuri distincte de scoarță, continentală și oceanică, fiecare cu o dinamică specifică, determină existența a două mari tipuri de relief pe suprafața Terrei. Este vorba de relieful morfostructurilor continentale și a celor oceanice, considerate forme de relief de ordinul II, în condițiile în care plăcile litosferice sunt de ordin I, fapt valabil pornind de la ideea ca o parte din ele suportă atât blocuri continentale, cât și depresiuni oceanice, așa cum este în cazul Plăcii Africane (Roșian, 2017).

A. Relieful continentelor

Continentele reprezintă cele mai mari întinderi de uscat. Ele pot fi înconjurate total (Antarctica, Australia, America de Nord, America de Sud și Africa) sau

predominat (Europa și Asia) de apele mărilor și oceanelor (Ielenicz, 2005). Împreună cu insulele aparținătoare continentele dețin 29% din suprafața Terrei. Cele mai mari întinderi de uscat se găsesc în Emisfera Nordică, acolo unde sunt localizate cele mai mari continente: Asia, America de Nord, Africa (mare parte) și America de Sud (extremitatea nordică). Din punct de vedere tectonic în componența lor se găsesc toate cele trei tipuri de scoarță: sedimentară, granitică și bazaltică. Sub aspect structural se remarcă pe de o parte unități vechi și rigide, formate încă din Paleozoic (platforme cratonice cu aspect de scuturi și blocuri continentale), iar pe de altă parte unități mai noi, de vârstă mezozoică și neozoică, reprezentate de către orogenurile alpine.

Sub aspect structural continentele se remarcă printr-o grosime mai mare (de la 35 km până la 80 km) și o individualizare mai evidentă a celor trei strate (sedimentar, granitic și bazaltic) care alcătuiesc scoarța continentală, comparativ cu scoarța oceanică, care are grosimi de doar 5 – 15 km.

Relieful continentelor va fi abordat pornind de la limita structurală a acestora, și anume limita dintre relieful continental și cel oceanic, și nu limita geografică, care este dată de linia țărmului. Cea din urmă doar separă uscatul (29% din suprafața Terrei) de apă (71%), dar nu și structura continentală de cea oceanică, mai ales dacă ne referim la variația nivelului Oceanului Planetar la scara timpului geologic (Roșian, 2017). În acest context structurile continentale sunt mai extinse decât cele de uscat, cu 11% (fig. 2. 2), deoarece 27% din suprafața lor este acoperită de apa mărilor și oceanelor; per total structurile continentale dețin 40% din suprafața Terrei, iar cele oceanice 60% (fig. 2. 2). Pornind de la cele menționate, în cadrul reliefului structurilor continentale se remarcă următoarele: orogenurile, platformele cratonice (sau platforme continentale emerse), platforma continentală (sau șelful continental) și abruptul continental (fig. 2. 2).

Orogenurile. Constituie o unitate distinctă la nivelul morfostructurilor continentale, fiind reprezentate de către lanțurile montane și formele de relief asociate, edificate în timpul orogenezei alpine sau mai vechi, dar reluate de către aceasta. Sub aspect tectonic lor le sunt specifice mișcări orogenice (de cutare), de falie și de înălțare a lanțurilor montane.

Munții din cadrul orogenurilor au aspectul unor lanțuri orografice care se înscriu fostelor depresiuni de geosinclinal aferente zonelor de subducție. Ele ajung la lungimi de mii de kilometri: Munții Anzi 7.500 km, Munții Himalaya 2.400 km, Munții Carpați 1.300 km, Munții Alpi 1.200 km.

Comparativ cu celelalte unități morfostructurale ale continentelor se individualizează îndeosebi prin parametrii morfometrici și morfografici (altitudine, declivitate, fragmentarea reliefului etc.) și prin vârsta formațiunilor geologice, care cu toate că este mai recentă dovedește foarte variată. Prezența orogenurilor, cu tot relieful specific, este pe de o parte rezultatul existenței ariilor geosinclinale, iar pe de altă parte a dinamicii plăcilor litosferice. O astfel de abordare, care ia în considerare raporturile dintre tectonică și orogeneză permite înțelegerea procesul de formare a munților, a

podîșurilor și al câmpiilor. În lumina Tectonicii Globale, la baza formării orogenurilor stau următoarele procese și mecanisme: dilatarea termică prin încălzirea bazei litosferei datorită unui curent de convecție sau a unui panăș de manta; dilatarea ca urmare a unei schimbări chimice (serpentinizare) sau mineralogice (transformarea eclogitului în gabrou) etc. (Bleahu, 1983). Doar în această mod pot fi explicate marile bombări continentale, precum și cele care vor genera rifturile oceanice. De asemenea, „ansamblurile orogenice actuale sunt legate de zonele de subducție, de unde concluzia că orogeneza este o consecință a subducțiilor, fapt dovedit și de vechile lanțuri cutate. Prin subducție are loc o mărire a litosferei, atât pe orizontală, prin adăugarea materialului din fose și cel răzuit de pe placa inferioară, dar și pe verticală, prin dublarea litosferei (placa care se subduce situată sub cea superioară). Acest ultim fapt determină un dezechilibru izostatic ce nu poate fi redus decât printr-o ridicare generală” (Bleahu, 1983, p. 218).

Legat de tectonica litosferei există mai multe tipuri de orogene: de convergență între două plăci oceanice; de convergență între o placă oceanică și una continentală; de coliziune între un continent pasiv și un arc insular; de coliziune între un continent activ și un arc insular; de colaj; de coliziune între arcuri insulare; de coliziune între două continente (Bleahu, 1989).

Orogele de convergență între două plăci oceanice au forma unor arcurilor insulare; pentru ele se folosește denumirea de orogen antilez (Bleahu, 1989). Ele sunt rodul acumulării produselor vulcanice rezultate din topirea unei plăci ca efect al unei subducții, la care se adaugă materiale cutate provenite din fosă.

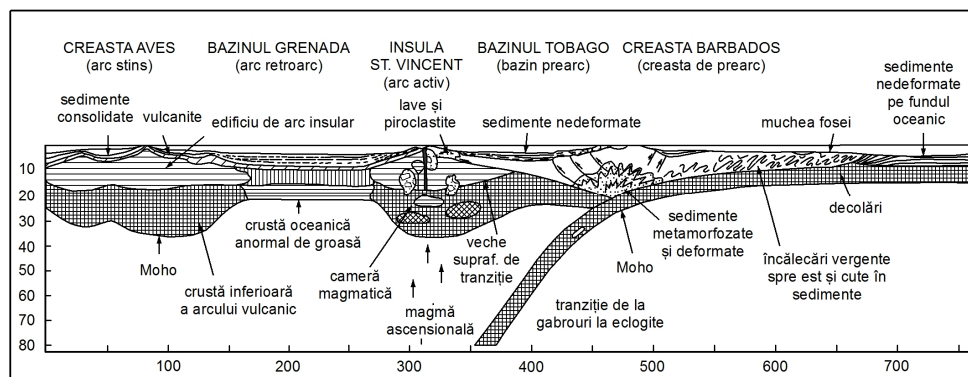


Fig. 6. 17. Secțiune transversală prin arhipelagul Antilelor Mici, la nivelul Fosei Barbados și a Insule St. Vincent, pe baza datelor de gravimetrie și seismo-refracție (Westbrook et al., 1984, citați de Bleahu, 1989, p. 35)

La modul general ele provin din erodarea catenei vulcanice primare, care inițial, indiferent de dimensiunea ei nu poate fi inclusă în categoria orogenurilor (Bleahu, 1989). Doar după cutarea sedimentelor, din fosă, și ridicarea lor, sub forma unui lanț montan, putem vorbi de un orogen (Bleahu, 1989). La acest tip de orogenuri

se includ următoarele: Insulele Mariane, Antilele Mici, Noua Zeelandă, Filipine, Japoniei, Aleutine, Tonga, Kermadec. etc. (fig. 6. 17).

Orogenele de convergență între o placă oceanică și una continentală mai sunt recunoscute și sub denumirea de orogen chilean (Bleahu, 1989). Nota de originalitate a acestuia este dată de structura de ansamblu. De exemplu, Anzii sunt amplasați în totalitate pe scoarță de tip sialic, chiar și zona de prearc repauzează pe scoarță continentală veche (Bleahu, 1989). Edificiul montan este alcătuit din catene paralele, separate de platouri înalte (Altiplano, Puna etc.); de remarcat că lipsește scoarța oceanică (Bleahu, 1989). În acest caz, tectogeneza a migrat de la vest spre est, vârsta structurilor descrescând în această direcție, fapt care face ca pe coasta Americii de Sud să apară formațiuni vechi, proterozoice și paleozoice, alături de cele mezozoice și neozoice; efectul pe termen lung a unei astfel de coliziuni este reprezentat de grosimea considerabilă a crustei continentale din partea vestică a Americii de Sud (fig. 6. 18).

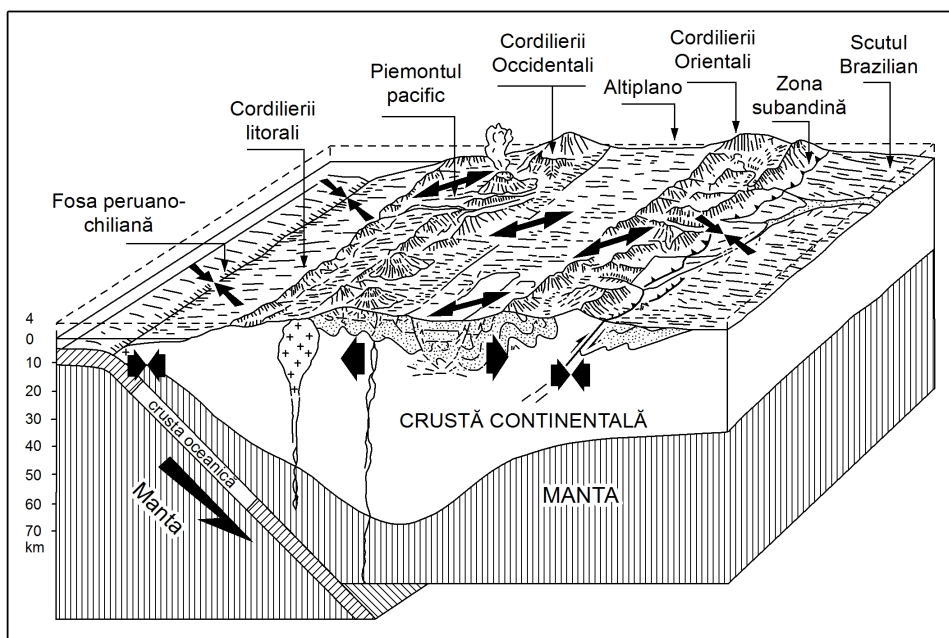


Fig. 6. 18. Blocdiagramă reprezentând subducția Plăcii Nazca sub Placa Americană; sunt deosebite principalele unități morfologice și este evidențiată îngroșarea crustei continentale sub catena orogenă (Mercier et al., 1984, citat de Bleahu, 1989, p. 54)

Orogenele de coliziune între un continent pasiv și un arc insular. În această situație, marginea pasivă, de tip atlantic, a unei plăci continentale este cea care se subduce sub arcul insular. Coliziunea dintre un continent cu margine pasivă de tip atlantic și un arc insular poate avea loc în două moduri distincte (Bleahu, 1989):

- dacă arcul a fost generat de însăși placa ce poartă continentul, el va avea intervalul fosă – arc spre acesta, iar materialele din fosă vor fi cele care se vor alipi

de continentul în deplasare; o astfel de coliziune va genera un orogen de tip taiwanez, denumit după catena montană din Insula Taiwan;

- arcul insular se poate forma prin subducția unei plăci situate în partea opusă plăcii care poartă un continent. În această situație, inițial trebuie să aibă loc o subducție, care să apropie continentul de arcul insular. O astfel de situație, în care arcul insular sosește cu partea opusă fosei, spre coliziune, este specifică sistemului montan al Caraibilor, din nordul Venezuelei, de unde și denumirea de tip venezuelan (fig. 6. 19).

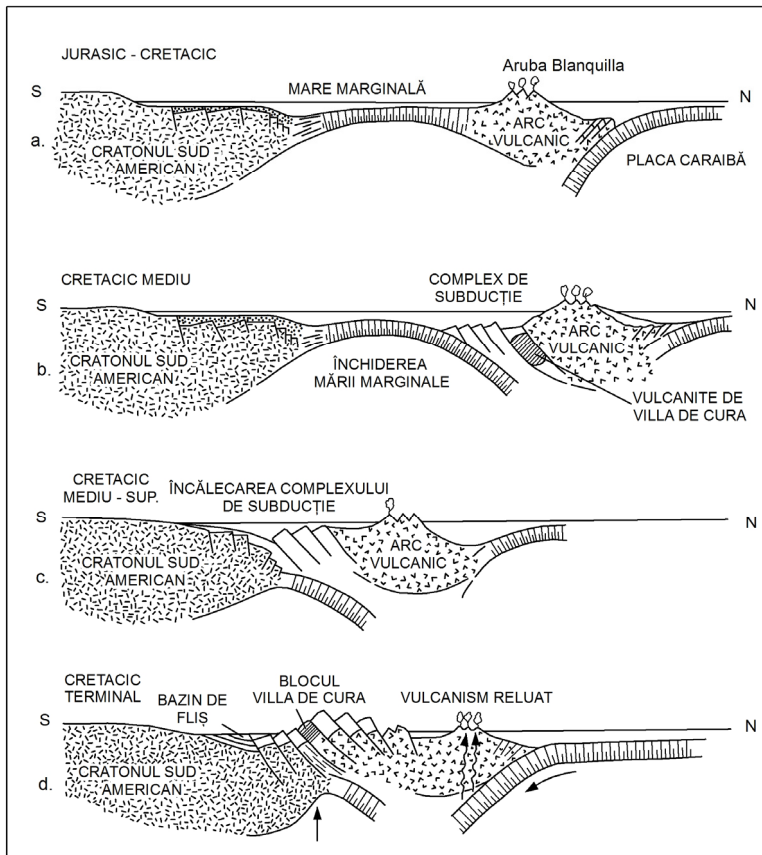


Fig. 6. 19. Formarea catenelor caraibe din nordul Venezuelei ca urmare a coliziunii unui arc insular cu un continent pasiv; a. – subducția Plăcii Caraibă duce la formarea arcului insular Blanquilla și în spatele lui a unei mări marginale; b. – începe închiderea mării marginale prin decuparea marginii sale nordice și subducție în arcul insular; c. – coliziunea arcului insular cu continentul determină formarea unor structuri de încălecare a complexului de subducție peste continent; d. – odată coliziunea realizată și incorporarea la ansamblul tectonic al arcului insular subducția este reluată pe marginea nordică a arcului cu reactivarea vulcanismului (Walper, 1980, citat de Bleahu, 1989, p. 113)

Orogenele de coliziune între un continent activ și un arc insular. O astfel de coliziune, între un continent cu margine activă și un arc insular, determină ca placa ce

poartă arcul să fie subdusă sub continent; arcul insular se alipește în acest caz continentului (fig. 6. 20). În funcție de condițiile locale se deosebesc și în acest caz mai multe tipuri de orogene: de tip Ecuador, de tip Makran, de tip Patagonez (Bleahu, 1989).

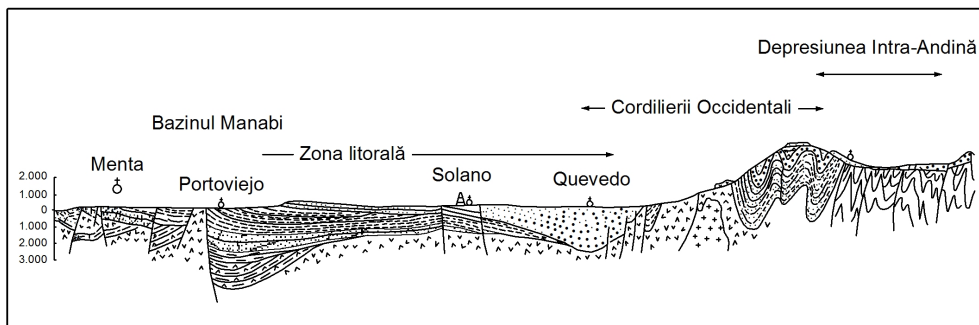


Fig. 6. 20. Secțiune geologică prin Anzii Ecuadorieni (4° lat. S); se evidențiază apariția vestică a ofiolitelor în Bazinul Manabi, urmat de bazinul de prearc (zona litorală), apoi a doua apariție de ofiolite, urmată de al doilea bazin prearc (Cordilierii Occidentali); crusta continentală începe de sub Depresiunea Intra-Andină (Faucher și Savoyat, 1973, citat de Bleahu, 1989, p. 117)

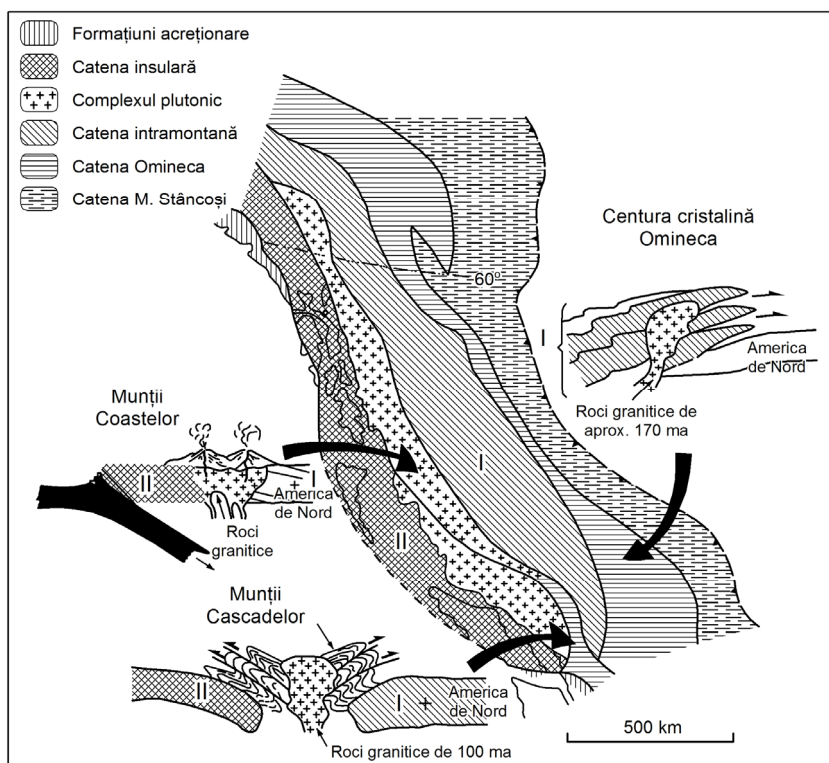


Fig. 6. 21. Unitățile structurale din Canada; I – supraterenul estic; II – supraterenul vestic (Monger, 1984, citat de Bleahu, 1989, p. 129)

Orogenele de colaj reprezintă o categorie aparte și sunt caracteristice teritoriilor cu o tectonică complexă, așa cum este în cazul părții vestice a Americii de Nord (fig. 6. 21), pentru care de altfel a și fost propusă utilizarea termenului de tectonică de colaj (Bleahu, 1989). Pentru Munții Stâncuși, căci despre acest orogen este vorba, problema a fost existența a numeroase terenuri alohtone, independente, ca geneză și vârstă, de teritoriile înconjurătoare. O parte din ele se presupune că sunt arcuri insulare, care în deplasarea lor dinspre estul Pacificului au intrat în coliziune cu teritoriile deja existente (Bleahu, 1989).

Orogenele de coliziune între arcuri insulare. Formarea unui arc insular necesită interacțiunea a două plăci oceanice, în condițiile în care una dintre ele se subduce. Acest tip de coliziune presupune însă existența a trei plăci oceanice și două subducții (fig. 6. 22). În funcție de cum vor fi cele două subducții (paralele, divergente sau convergente) vor fi și tipurile de orogene. Ca exemple se citează Arcurile Mariane-Filipine, Arcurile care delimitează Marea Maluku, Arcurile Insulelor Solomon etc. (Bleahu, 1989).

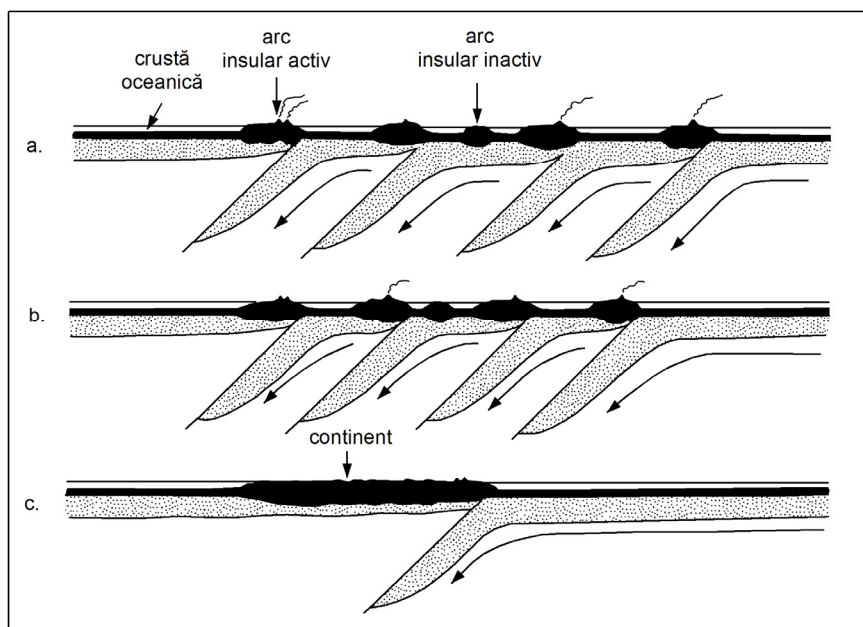


Fig. 6. 22. Formarea blocurilor continentale prin coliziuni multiple de arcuri insulare; caz teoretic (Seyfert și Sirkin, 1973, citat de Bleahu, 1989, p. 151)

Orogene de coliziune între două continente. Asemenea tipuri, indiferent că au fost generate în precambrian sau mai recent, în timpul orogenezei alpine, sunt intracontinentale; oceanul existent între continente, datorită căruia a avut loc subducția este de mult dispărut; practic soarta finală, a oricărei margini de placă, este

să fie antrenată într-o coliziune de tip continent-continent, singura capabilă să facă o placă să-și piardă identitatea (Bleahu, 1989), să dispară.

Există două modalități de realizare a unei coliziuni între continente (Bleahu, 1989):

- între un continent cu margine pasivă și altul cu margine activă, caz în care marginea pasivă se apropie treptat de cealaltă, până la coliziune, rezultând un orogen de tip himalayan (fig. 6. 23);

- între două continente cu margini active, când ele se apropie consumând o placă despărțitoare pur oceanică, din coliziune rezultând un orogen de tip acadian. Sub această denumire este desemnată partea Munților Appalachi cuprinși între New York și Golful Sf. Laurențiu (1.000 km lungime și 300 km lățime).

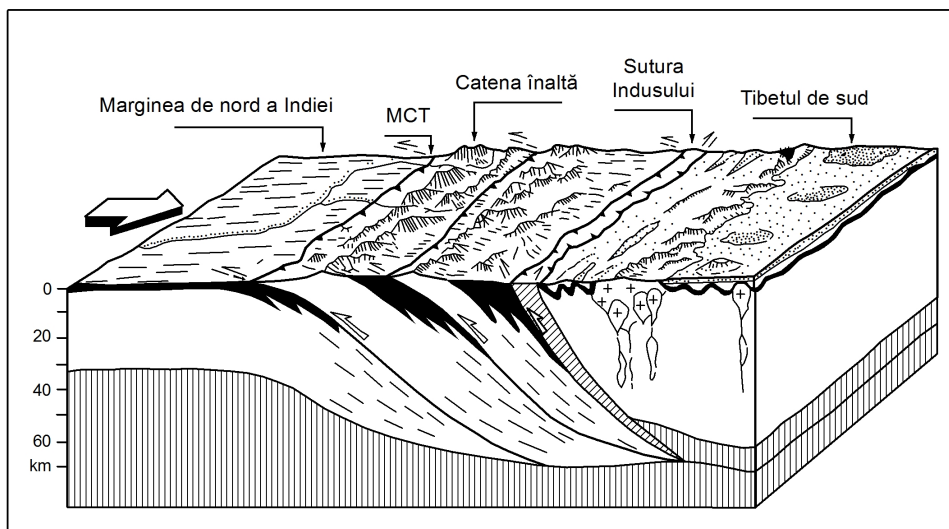


Fig. 6. 23. Schița coliziunii dintre două plăci continentale; se evidențiază scurtarea de crustă continentală ca efect al încălecărilor pe falii inverse formate în Placa Indiană; MCT - plan de încălecare (Mercier et al., 1984, citat de Bleahu, 1989, p. 180)

Urmărirea distribuției muților, formați în timpul orogenezei alpine, atestă că ei sunt localizați, îndeosebi, la marginile actualelor plăci litosferice. În același timp, poziționarea „aproape sistematică a lanțurilor de munți în lungul marginilor de plăci ne arată că nu este vorba de o prezență întâmplătoare, statistică, ci cauzală și că, într-un fel sau altul, lanțurile de munți sunt legate de procese care au loc la marginea plăcilor” (Bleahu, 1989, p. 16).

În același timp, marile denivelări orogenetice actuale sunt legate de zonele de subducție, de unde faptul că orogeneza este o consecință a subducțiilor, lucru dovedit și de vechile lanțuri montane cutate (Bleahu, 1983).

Alături de munții propriu-ziși, specifice acestor teritorii de orogen le sunt și platourile sau podișurile intramontane (de exemplu, Podișul Tibet), platourile sau

podişurile joase (Podişul Anatoliei), depresiunile intramontane (Depresiunea Transilvaniei, Depresiunea Panonică, Bazinul Vienei etc.).

Concomitent cu formarea și ridicarea tectonică a lanțurilor montane, acestea sunt supuse proceselor morfogenetice specifice agenților externi, dintre care se remarcă cele de eroziune. În urma a ceea ce se numește morfogeneza externă are loc generarea unei game de forme de relief de detaliu, suprapuse peste cele de ordin tectonic. Procesul este unul complex datorită fluctuației mișcărilor tectonice și a caracteristicilor domeniilor de modelare externă: fluvial, glaciuar, periglaciuar etc.; schimbarea condițiilor în care are loc modelarea determină variația etajării procesuale (de exemplu extinderea modelării glaciare în detrimentul celei fluviale, în situația întrunirii condițiilor pentru instalarea unei glaciațiuni).

Pe măsură ce energia de geosinclinal, pe baza căreia s-a edificat orogenul, se epuizează începe formarea suprafețelor de nivelare. Pe termen lung tendința este de reducere a altitudinilor și de formarea peneplenelor, care retezând suprafața orogenului, îl determină să se așeze în rândul platformelor cratonice rigide, formate prin peneplenizarea orogenurilor afiliate unor orogeneze anterioare.

Platformele cratonice. Reprezintă nucleele morfostructurilor continentale, generate în urma consolidării primelor blocuri de scoarță continentală, la care s-au atașat apoi orogenurile primare și cele care au urmat după ele. Acestea odată cu încetarea proceselor de cutare s-au transformat în zone stabile, sub aspect tectonic, fapt care a permis erodarea lor până la stadiul de peneplene. Platformele cratonice sau unitățile de cratogen sunt cel mai frecvent exprimate morfologic prin intermediul câmpiilor și podişurilor.

Pentru ele se mai folosește și sub denumirea de platforme, dar am preferat denumirea de platforme cratonice pentru a nu le confunda cu șelfurile continentale, denumite și ele platforme continentale, submerse de data aceasta.

Platformele cratonice se evidențiază printr-un regim tectonic caracterizat de o seismicitate cu valori reduse, vulcanism atenuat sau chiar lipsa lui, mișcări verticale cu amplitudini reduse (0,1 – 6,1 mm pe an) și pe suprafețe foarte mari, de ordinul a milioane de kilometri pătrați (Huddart și Stott, 2010). Mișcările definiții ale unor astfel de teritorii se numesc epirogenice. Prin caracterul lor, ele determină înălțarea sau coborârea unor teritorii extinse, de talia continentelor (epeiros = continent).

Astfel definite și caracterizate platformele reprezintă elementul structural al continentelor actuale.

Sub aspect structural, în cadrul platformelor cratonice, se disting două etaje: fundamentul și învelișul de platformă (sedimentar).

Fundamentul provine dintr-o structură de orogen erodată, până la rădăcină, și consolidată, alcătuită din roci magmatice și cristaline vechi. El a suferit în decursul timpului o nivelare semnificativă, după cum s-a întâmplat în Scutul Scandinav.

Învelișul de platformă (cunoscut și sub numele de cuvertură sedimentară) este alcătuit din roci sedimentare, de mare epicontinentală, apărute după mișcarea

epirogenetică negativă a fenomenului anterior (Mac, 1996). Depozitele sedimentare, alcătuite din gresii, conglomerate, calcare, nisipuri, în alternanță cu marne și argile în orizonturi subțiri sunt așezate orizontal, monoclinal sau sub formă de cute largi, uneori străbătute de falii. Nu este obligatoriu ca depozitele sedimentare să acopere întreaga suprafață a fundamentului; de multe ori acesta apare la zi, fără să mai fie acoperit de o cuvertură sedimentară, deoarece ea a fost îndepărtată în urma proceselor morfogenetice de eroziune (fig. 6. 24).

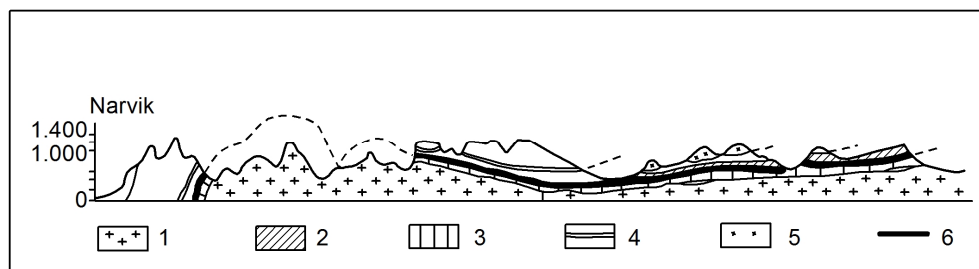


Fig. 6. 24. Structura unei regiuni de platformă ilustrată de Masivul Scandinav; 1 – soclu; 2 – cuvertura sedimentară cambrian-siluriană; 3. serie metamorfică; 4 – amfibolite ale seriei 3; 5 – plan de încălecare (Biroț, 1958, citat de Mac, 1996, p. 122)

Pornind de la prezența sau lipsa învelișului sedimentar, peste fundament, au fost distinse două tipuri unități: scuturile și plitele.

Scuturile reprezintă părțile mai ridicate ale vechilor platforme cu învelișul sedimentar erodat; sunt constituite din roci ale fundamentului cristalin, cutat și scos la zi.

Plitele se referă la sectoarele de platformă acoperite de înveliș sedimentar; formele de relief caracteristice acestora vor fi influențate de modalitatea de dispunere a straturilor, care poate fi: orizontal, monoclinal, cutat etc.

În componența plitelor au fost separate și alte elemente de ordin tectonic și morfologic. Se remarcă în acest sens anteclicele și sineclicele (fig. 6. 25).

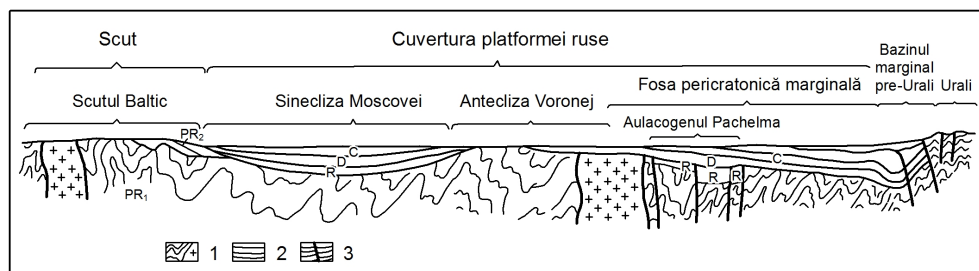


Fig. 6. 25. Secțiune transversală schematică prin Platforma Est-Europeană cu indicarea elementelor structurale majore (Muratov, 1977, citat de Paulic și Dinu, 1985, p. 315)

Anteclicele reprezintă la boltiri în cadrul platformei, formate prin mișcări de înălțare (Coteț, 1971); învelișul sedimentar este subțire sau lipsește; în categoria

anteclizelor intră zona Voronej, Dobrogea de Nord, Arcul Scitic (Mac, 1976). Depozitele sedimentare de la partea superioară a anteclizelor, de tipul faciesurilor de apă puțin adâncă, se remarcă prin frecvența relativ ridicată și durată mai mare a lacunelor stratigrafice (Pauliuc și Dinu, 1985). Se atestă astfel că ele au funcționat ca sectoare mai ridicat, de-a lungul etapei de acumulare a cuverturii sedimentare a platformelor.

Sineclizele sunt depresiuni largi, cu înclinări foarte mici ale stratelor, cu un contur oval sau rotunjit și cu diametre de ordinul a 800 – 1.000 km (Pauliuc și Dinu, 1985). Ele sunt caracterizate de o grosime mare a învelișului de platformă, datorită caracterului de bazin de subsidență (de exemplu, sinecliza Caspicea, sinecliza Ucrainei etc.) (Posea et al., 1976). În cazul cu aspect tipic de platformă, așa cum este Bazinul Parizian, Bazinul Londrei, Bazinul Suabo-Francon etc., nota de specificitate a reliefului este dată de prezența cuestelor (Mac, 1976).

Alături de anteclize și sineclize, sub aspect structural pot fi identificate cute largi de tipul branhianticlinalelor, domurilor și brahisinclinalelor (Coteș, 1971). Prezența diverselor tipuri de structuri, inclusiv monoclinale determină că relieful structural, reprezentat de cueste, suprafețe structurale. Inversiuni de relief să predomine în cadrul anteclizelor și sineclizelor.

Relieful platformelor este monoton, aproximativ 50% din el fiind ocupat de câmpii joase, platouri scunde, piemonturi și șelfuri marine (Mac, 1996). Autorul citat, notează în continuare că, cele mai întâlnite forme de relief din componența platformelor sunt reprezentate de către câmpiile de acumulare, câmpiile de denudare, podișurile, munții reziduali, munții tectonici, masivele magmatice insulare etc.

Câmpiile de acumulare se remarcă printr-o suprafață monotonă, pe fondul prezenței depozitelor neogen-cuaternare slab consolidate. Se remarcă în acest sens, Câmpia Amazoniană, (suprapusă sineclizei din platforma sud-americană), Câmpia Pericaspicea, Câmpia Est-Europeană, Câmpia Siberiei Vestice etc.

Câmpiile de denudare sunt specifice acelor părți ale platformelor în care mișcările tectonice cu sens pozitiv au afectat scoarța terestră. Relieful acestor câmpii depinde de tipul și modul de dispunere a rocilor erodate, în condițiile în care de obicei baza câmpiilor de denudare o formează scuturile vechi. În această categorie se încadrează Scutul Baltic, Scutul Canadian, Bazinul Parizian etc.

Podișurile au aspectul unor suprafețe plane care domină teritoriile mai joase. Podișurile aferente platformelor cratonice se deosebesc de cele formate în urma peneplenizării orogenurilor (Mac, 1976). Dintre podișurile tipice de platformă, conform autorului citat, se remarcă: Podișul Colorado, Podișul Manika (Zair), Podișul Moldovenesc etc.

Munții reziduali au și ei geneza strâns legată de prezența scuturilor continentale. Trăsătura principală a lor constă în lipsa unei orientări a formelor de detaliu în plan orizontal, fapt care determină ca ei să fie denumiți și platouri (Mac, 1996). În această categorie se includ platourile guineene, braziliene, platourile

Ahaggar și Tibești din Africa. Print-o adâncire semnificativă a rețelei hidrografice, pe fondul fragmentării anterioare, marginile platformelor primesc fizionomii de munți, așa cum este în cazul Munților Vindhya din India. În aceste condiții munții din cadrul platformelor vechi pot fi subdivizați în munți tectonici (fără apariția vechii structuri) și munți de eroziune (care au legătură cu fundamentul).

Masivele magmatice insulare sunt strâns legate de reliefa corpurilor magmatice, din cadrul platformelor. Acest lucru conduce la detașarea unor masive specifice, cum este cazul Munților Khibiny din Scutul Baltic (Mac, 1996).

Platforma continentală sau șelful continental. Chiar dacă în momentul de față, atât platforma continentală, cât și abruptul continental sunt acoperite de apele Oceanului Planetar, ele aparțin morfostructurii continentale. Încadrarea platformelor continentale în această grupă este deplin justificată prin compoziția și structura similară cu a structurilor continentale.

Platforma continentală reprezintă o prelungire a continentelor în domeniul oceanic. Are aspectul unei câmpii ușor înclinate, care coboară lin către interiorul oceanului. Sub aspectul localizării ea înconjoară uscatul continental. Se extinde de la nivelul 0 până la valori de –200 m. Adâncimea respectivă nu este uniformă, existând situații când valorile merg spre –550 m, media adâncimilor fiind de 133 m (Bleahu, 1983). Morfologic limita platformei continentale merge până la ruptura abruptului continental, denumit și flexura continentală (shelf break), unde se remarcă o creștere accentuată a valorii pantei. Cele mai extinse platforme continentale se remarcă în dreptul câmpiilor de pe continente, iar cele mai reduse în vecinătatea orogenurilor alpine și a fâșiilor de subducție; media lățimii platformei continentale a fost apreciată la 78 km, iar panta la 0,07° (Bleahu, 1983). Atât șelful, cât și abruptul continental, care urmează în prelungirea lui, sunt prevăzute pe alocuri cu diverse canale, asemănătoare unor văi, ce au uneori aspect de canion (Huggett, 2017; Amblas et al., 2018).

Sub raportul Tectonicii Globale marginile continentelor sunt de două tipuri: inactive sau pasive (tip atlantic) și active (tip pacific sau andin) (Bleahu, 1983; Ollier și Pain, 2005).

Marginile continentale de tip atlantic, chiar dacă au toate elementele specifice unei margini de continent, nu reprezintă margini de plăci litosferice; acest tip de margini sunt rezultatul proceselor de distensie, fiind asociate oceanelor în curs de expansiune.

Marginile continentale de tip pacific au abruptul sau taluzul continental plasat în proximitatea unei fose abisale de-a lungul căreia are loc subducția unei plăci litosferice.

Dintre acestea, referitor la geneza munților de pe marginile continentelor, o importanță deosebită o prezintă cele de tip atlantic. Interesant este că în multe locuri, în proximitatea liniei țărmurilor există munți, a căror geneză este legată de cu totul alte procese tectonice, decât cele specifice unor orogenuri (fig. 6. 26). Este vorba de existența unor terenuri, cu aspect de front montan (Bull, 2007), formate în urma unor mișcări tectonice de înălțare (uplift) (Babault și Van Den Driessche, 2013). O dată ajunse la altitudini de 2.000 – 3.000 m sau mai mult terenurile respective au fost fragmentate de

râuri și ghețari (Ollier și Pain, 2005; Bull, 2007), de unde aspectul de munți, similari oarecum cu cei formați din materialele existente în geosinclinale, care ulterior a ajuns în componența orogenurilor. Înălțimea relativă a reliefului este influențată, alături de mișcarea de înălțare și de rata eroziunii (Burbank și Anderson, 2012).

La geneza lor au contribuit procese tectonice specifice unor astfel de margini de continente, care nu reprezintă și margini de plăci tectonice.

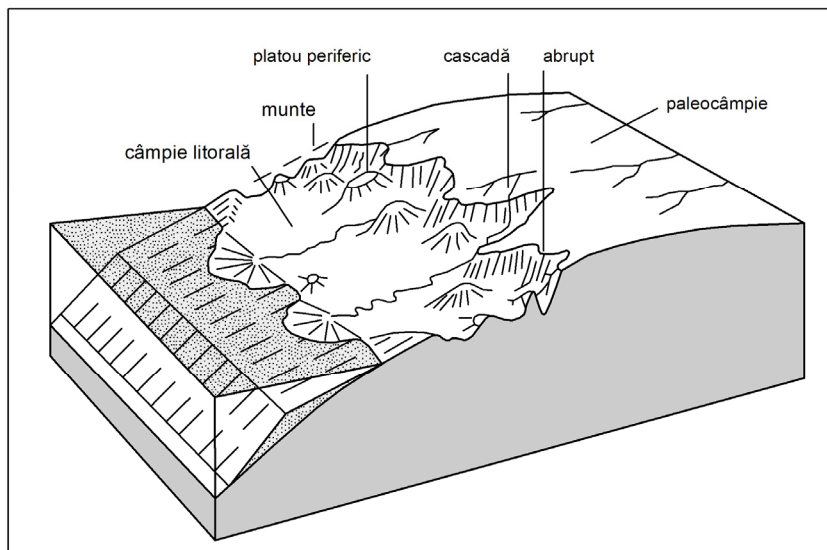


Fig. 6. 26. Elementele morfologice ale marginilor pasive de placă, cu munți (Ollier și Pain, 2005, p. 203)

Cu toate că inițial s-a considerat că formarea acestor munți nu are legătură cu dinamica plăcilor litosferice, în lipsa subducției (Ollier și Pain, 2005), ulterior s-a revenit asupra ideii, mișcările tectonice de înălțare fiind datorate proceselor care au loc în astenosferă și mantaua inferioară. Mai exact formarea acestora are legătură directă cu deschiderea marilor rifturi oceanice (Ollier și Pain, 2005), așa cum este cel al Oceanului Atlantic. Se pare că împingerea plăcilor litosferice dinspre rift, alături de fluxurile energetice venite dinspre Astenosferă (curenți de convecție) și Mantaua inferioară (panașe de manta), au determinat deformarea marginilor continentelor și ridicarea lor (uplift) (Blenkinsop și Moore, 2013).

Ca exemplu pot fi dați munții din vestul Indiei (Munții Gații de Vest), munții din vestul Africii (Munții Namibiei), din sudul și sud-estul Africii (Munții Scorpiei sau Drakesberg), munții din estul Americii de Nord (Munții Appalași), din estul Americii de Sud (Serra do Mar), munții din estul Australiei (Alpii Australieni) etc. (fig. 6. 27 și 6. 28). Aceste terenuri înălțate, de la marginea continentelor, au primit diverse denumiri: marginal swells, marginal bulges, rim highlands, Randschwellen și bourrelets marginaux (Ollier și Pain, 2005; Keller și De DeVecchio, 2013).

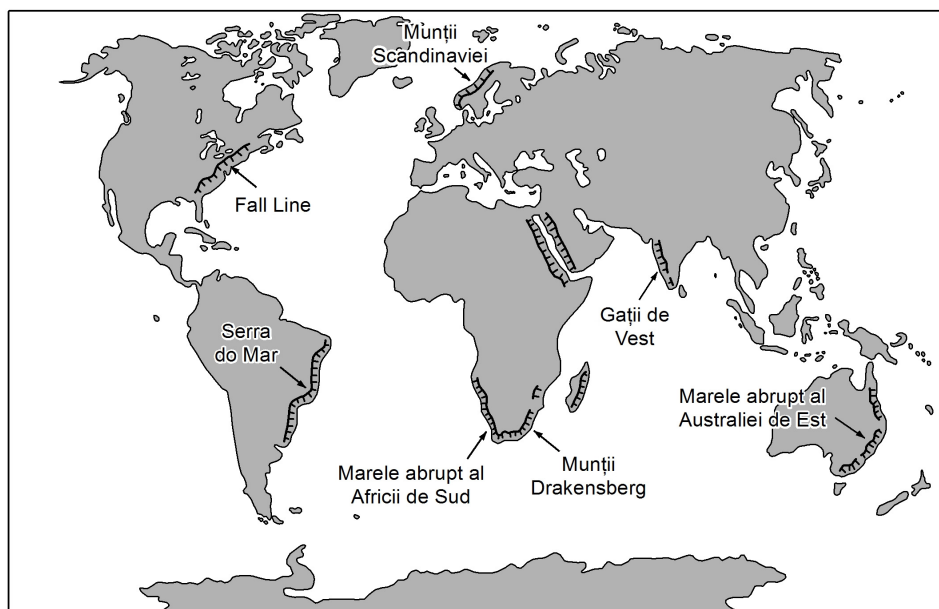


Fig. 6. 27. Distribuția abrupturi majore ale marginilor pasive; deși acestea lipsesc în multe locuri marginile pasive posedă deformări de amplitudine mai mică, așa cum este în cazul părții estice a Americii de Nord, fapt evidențiat și de creșterea gradientilor din albiile râurilor, care tind să reliefeze un abrupt distinct (după Summerfield, 2013, p. 86 și Huggett, 2017, p. 124)

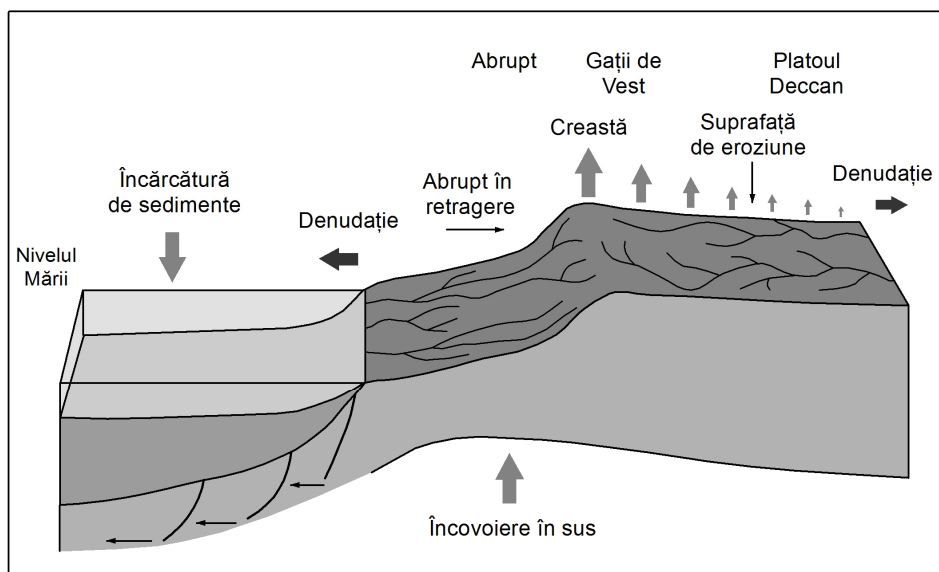


Fig. 6. 28. Model conceptual de evoluție a marginilor pasive de placă tectonică, afectate de ridicare și eroziune, bazat pe situația Gaților de Vest, din India (Gunnell și Fleitout, 2000, citați de Huggett, 2017, p. 125)

Interesant în acest context, de explicare a formării munților, este conceptul de anevrism tectonic (Tectonic Aneurysm) (Koons et al., 2013) (fig. 6. 29). Conform acestuia la spectaculozitatea unor teritorii montane alături de tectonică participă și climatul, al cărui eficacitate geomorfologică sporește odată cu creșterea altitudinii; este practic vorba de o întreținere mutuală a morfogenezei pe fondul conlucrării acestor factori.

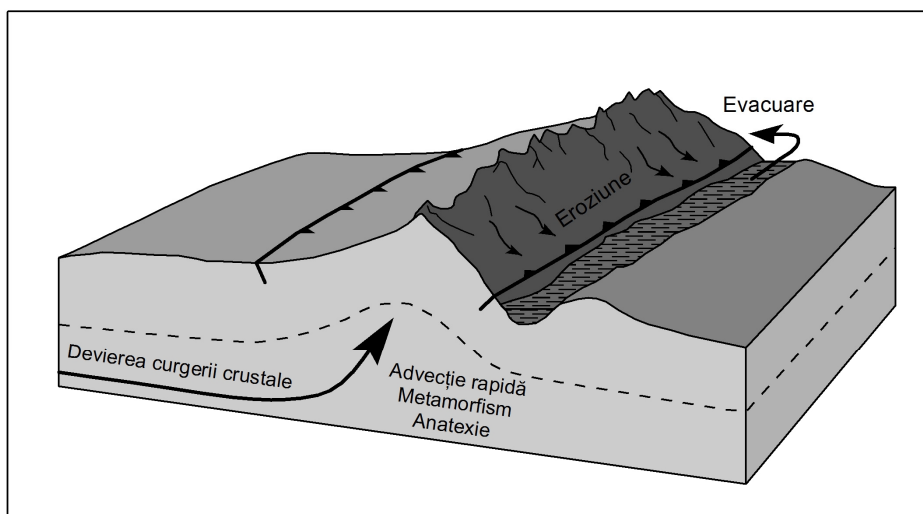


Fig. 6. 29. Reprezentare schematică ilustrând dinamica unui anevrism tectonic, specifică unui stadiu de maturitate, bazată pe cazul Nanga Parbat; modelul susține că interacțiunile dinamice ale eroziunii, ridicării topografice, exhumării rapide, deformării și slăbirii termice a litosferei sunt caracterizate de un feedback localizat între eroziune, deformare și ridicare (Zeltier et al, 2001, citați de Kamp și Owen, 2013, p. 386)

La nivel local și regional fronturi cu aspect montan se formează și datorită prezenței abrupturilor de falie (Burbank și Anderson, 2012), care sunt evidențiate de către eroziune. Se remarcă în acest caz fronturile morfologice asociate faliilor din Noua Zeelandă, din centrul Asiei, a celor din vestul Americii de Nord (Falia San Andreas și Falia Garlock) etc.

Abruptul continental mai este cunoscut și sub denumirea de povârnișul continental. Sub aspect altitudinal se află mai jos de platforma continentală și face trecerea între aceasta și câmpiile abisale. El marchează marginea structurală a continentelor. Se extinde de la adâncimi de -200 –550 m până la -3.000 –4.000 m sub nivelul mării, având o lățime medie de 20 km (Rădoane et al., 2000). Se caracterizează prin valori ale pantei de 3 – 6°, care doar izolat ajung până la 20°. În profil transversal se observă existența mai multor trepte, cu înclinări diferite. În unele cazuri treptele au înclinări mari și primesc denumirea de platouri marginale: Platoul Blake din estul

șelfului Floridei, cuprins între 100 și 1500 m, platourile din povârnișul Argentinei; trecerile între trepte se fac prin intermediul unor abrupturi (Mac, 1996).

Contactul între abruptul continental și platforma oceanică (câmpia abisală) s-a constatat că are loc fie direct, printr-un abrupt, fie prin intermediul unui plan ușor înclinat, sub formă de piemont (fig. 6. 30), denumit piemont continental (Bleahu, 1983). El este rezultatul acumulării sedimentelor provenite de la partea superioară, fapt care îi determină o valoare a pantei de $0,5^\circ$. Dimensiunea acestuia prezintă variații de la câțiva km până la 1.000 km, așa cum este cazul piemontului abisal din Golful Bengal din fața Gangelui (Mac, 1996). Conform sursei citate, datorită genezei acumulativă grosimea depozitelor piemontului continental ajunge la 3 - 5 km. Asemenea valori depășesc net grosimea depozitelor din partea centrală a oceanelor, care ajunge până la 500 m. Deoarece sub aceste depozite sedimentare este prezentă scoarța continentală piemontul continental se include în categoria structurii continentale.

Cele menționate argumentează că între morfostructurile continentale și cele oceanice racordarea se face prin intermediul abruptului continental. Aceasta dovedește că uscatul continental nu este sinonim cu continentul, considerat din punct de vedere structural. Acesta din urmă se continuă prin platforma continentală și abruptul continental până la baza lui, cuprinzând inclusiv piemontul continental.

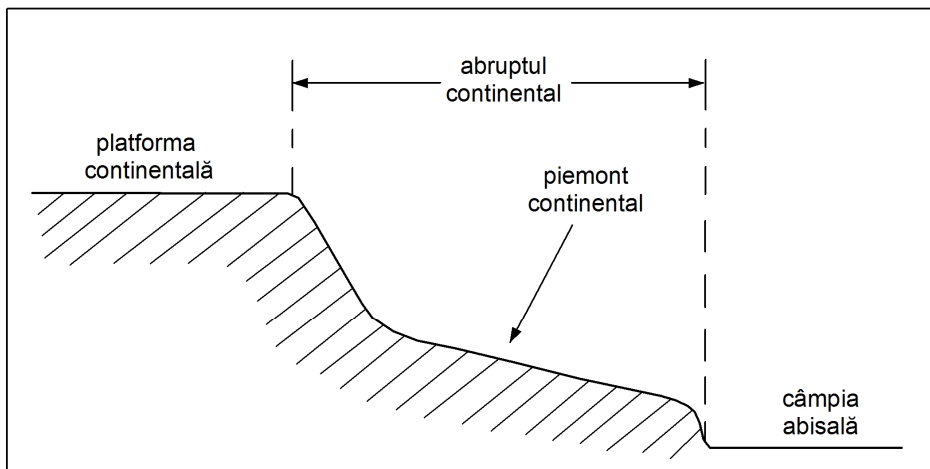


Fig. 6. 30. Poziția și morfologia abruptului continental (Roșian, 2017, p. 79)

Se poate concluziona că extinderea morfostructurilor continentale s-a realizat treptat, pe măsură ce la vechile nuclee continentale și platforme cratonice s-au adăugat noi suprafețe, rezultate în urma nivelării și peneplenizării suprafețelor aferente orogenurilor existente anterior.

Continentele au astfel în componența lor teritorii de vârste diferite. Cele mai vechi aparțin platformelor rezultate în urma erodării orogenurilor formate în timpul orogenezelor din Paleozoic (caledoniană și hercinică), cum sunt de exemplu scuturile

(Baltic, Siberian, Canadian, African, Brazilian, Brazilian etc.). În categoria celor mai noi se încadrează munții, podișurile și depresiunile generate în timpul orogenezei alpine, începând cu sfârșitul Mezozoicului.

Observate la scara timpului geologic platformele au fost erodate și nivelate, generând materiale care au umplut ariile geosinclinale. Acestea au evoluat în orogenuri care s-au adăugat platformelor ca poziție, pentru ca ulterior să fie și ele erodate, nivelate și asimilate în cadrul acestora.

Sub aspect teoretic este simplu de exprimat trecerea platformelor în geosinclinale, care apoi devin orogenuri, pentru ca la rândul lor să ajungă la stadiul de platformă cratonică. Mult mai complicată este însă explicarea acestor procese tectonice și legarea lor cauzală într-un proces unitar. Închegarea Teoriei Tectonicii Globale a limpezit lucrurile căutând să dea răspunsuri cât mai concludente inclusiv la geneza orogenurilor. Pe măsură ce s-a legat tot mai mult geneza lor de dinamică plăcilor litosferice conceptul de geosinclinal, așa cum a fost definit inițial, de către Hall (1859) și Dana (1873) – stivă groasă de depozite de apă puțin adâncă, formate în urma unei subsidențe continue, într-un șanț îngust, stivă ce a fost cutată ulterior - a devenit relativ ambiguu (Bleahu, 1989) sau cum spunea Trumpy (1985 – citat de Pauliuc și Dinu în 1985) a ajuns pur descriptiv. El a fost totuși păstrat pentru a desemna acumulările groase sau subțiri de materiale ce vor intra în componența unei catene orogenice. Prin intermediul termenului de geosinclinal se vor desemna astfel toate locurile de pe glob, unde la marginea unei plăci are loc sedimentarea și magmatismul, ce vor fi implicate în formarea unei catene cutate, din cauza subducției și coliziunii plăcilor litosferice (Bleahu, 1989). Continuând ideea, pentru a ajunge la produsul finit al unui geosinclinal, și anume orogenul, Teoria Tectonicii Plăcilor arată că acesta se dezvoltă de-a lungul limitelor plăcilor convergente, fără ca să fie nevoie de o înșiruire ordonată de evenimente (etapa de scufundare sau litogeneză, etapa de ridicare sau de cordilieră, etapa de închidere a geosinclinalului, etapa ridicărilor în bloc etc., așa cum sunt ele identificate în geologia clasică), care să aibă loc în aceeași ordine temporo-spațială pentru toate centurile orogenice; cu alte cuvinte succesiunea de evenimente poate varia semnificativ depinzând de interacțiuni posibil diferite, care au loc în zona de convergență a plăcilor litosferice (Pauliuc și Dinu, 1985)

Continentele. Din suprafața totală a Terrei (510 milioane km²) 149 milioane km² (29%) reprezintă uscatul (continentele împreună cu insulele aparținătoare).

În categoria continentelor, considerate de data acesta ca uscaturi, delimitate după linia țărmului și nu după cea morfostructurală, se includ următoarele: Asia (44 mil. km², 30% din suprafața uscatului, 960 m altitudine medie), Africa (30 mil. km², 20% din suprafața uscatului, 750 m altitudine medie), America de Nord (24 mil km², 16% din suprafața uscatului, 720 m altitudine medie), America de Sud (17 mil km², 12% din suprafața uscatului, 590 m altitudine medie), Antarctica (14 mil km², 9% din suprafața

uscatului, 2.300 m altitudine medie; valoarea ridicată se explică prin prezența calotei glaciare) Europa (10 mil.km², 7% din suprafața uscatului, 340 m altitudine medie) și Australia (9 mil km², 6% din suprafața uscatului, 330 m altitudine medie). Europa împreună cu Asia (Eurasia) are 55 mil km², 37% din suprafața uscatului, 840 m altitudine medie). Altitudinea medie a uscatului: 875 m.

B. Relieful oceanelor

Morfostructurile oceanice, comparativ cu cele continentale, se remarcă prin câteva caracteristici distincte: sunt alcătuite predominant din scoarță oceanică, grosimea mai redusă a scoarței (5 – 10 km), prezența vulcanismului, prezența dorsalelor medio-oceanice (care nu au analogie pe uscat), intensitatea ridicată și continuă a proceselor endogene, care determină o dinamică mult mai accentuată a reliefului decât în domeniul continental, un ritm mult mai atenuat al proceselor de scuptogeneză, precum și vârsta morfostructurilor care este mult mai recentă decât a celor continentale (Mac, 1996). La modul general, relieful oceanelor este alcătuit dintr-o creastă mediană viguroasă, care are de-o parte și de alta sectoare mai joase, cu aspect de câmpii netede alcătuite, la care se adaugă fosele (gropile) abisale (fig. 6. 31).

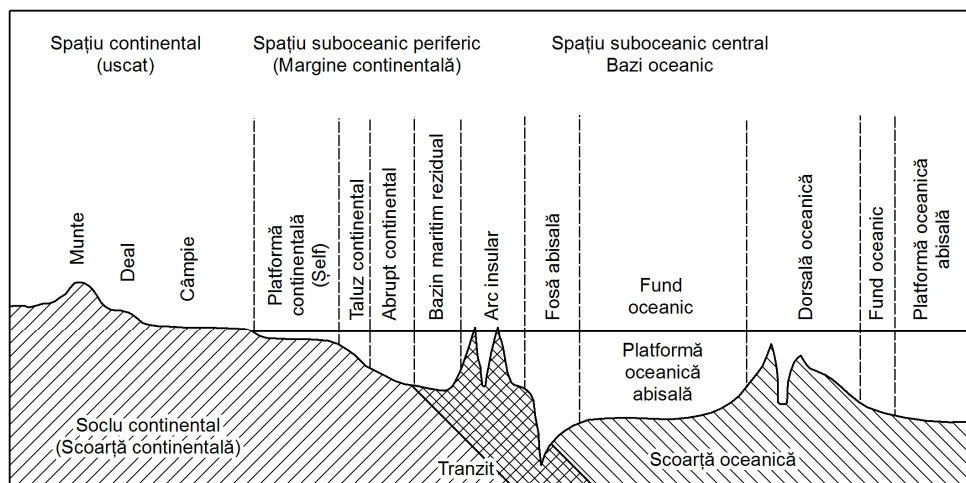


Fig. 6. 31. Tipologia morfostructurală a reliefului Terrei, cu evidențierea formelor de relief oceanic (Ujvari și Berindei, 1987, p. 53)

În categoria formelor de relief caracteristice morfostructurilor oceanice se includ: câmpiile abisale, dorsalele medio-oceanice și fosele abisale. Acestea li se adaugă relieful zonelor oceanice marginale și munții de tip guyot. Restul formelor de relief specific morfostructurilor oceanice nu sunt altceva decât aspecte ale trecerii dorsalei spre zonele de consum a foselor (Mac, 1976). Toate aceste forme de relief,

chiar dacă au stat multă vreme departe de ochii cercetătorilor, ascunse prea bine de apele Oceanului Planetar, au adus în ultima vreme informații prețioase despre procesele fundamentale care stau la baza evoluției litosferei (Roșian, 2017). Și în continuare, relieful de sub apele mărilor și oceanelor trebuie studiat în detaliu, dacă este să ne raportăm la dinamica și extensiunea sa considerabilă. Cu siguranță informațiile obținute vor ajuta la înțelegerea profundă a reliefului Terrei.

Câmpiile abisale. Reprezintă întinderi vaste și netede, localizate între dorsalele medio-oceanice, arcurile insulare și abruptul continental, la adâncimi de 2.000 – 4.000 m, iar uneori de 4.000 – 5.000. Ele constituie baza depresiunilor oceanice. Au o pantă medie extrem de redusă, cuprinsă între 0,1 și 1%, fapt care determină existența unui relief uniform. În același timp, câmpiile abisale reprezintă suprafețele cele mai joase din cadrul bazinelor oceanice. Din punct de tectonic, în afară translației la nivel orizontal în cadrul drift-ului litosferic, sunt inactive. În cadrul lor se acumulează depozite fine denumite ooză, compuse în principal din resturi de foraminifere și alte organisme; se mai întâlnesc și argile roșcate fine reziduale, de proveniență continentală, a căror grosime este redusă cu toate că orizonturile sunt continue pe distanțe considerabile (Mac, 1976). Grosimea sedimentelor, de pe suprafața lor, crește dinspre dorsale spre marginile continentelor.

Câmpiile abisale sunt brăzdate de șanțuri abisale inactive (de exemplu, șanțul Bermudei, cu lățime de 300 – 500 km și o adâncime de până la 5 km); pe suprafața lor, alături de acestea, se întâlnesc și alte neregularități cum ar fi colinele abisale (50 – 1.000 m înălțime, iar unele pot ajunge la circa 100 km lățime), munți vulcanici izolați (de tip guyot), insule vulcanice (de exemplu, Hawai și Azore) și platouri, ce se înalță cu până la 4000 m peste câmpia abisală, așa cum este în cazul platoului Bermudei (Rădoane et al., 2000).

Dorsalele oceanice sunt locurile de generare a scoarței de tip oceanic; ele au aspectul unor munți submerși situați în partea centrală a oceanelor. Chiar dacă s-a încetățenit termenul de dorsală medio-oceanică, nu întotdeauna poziția este simetrică raportat la extinderea bazinului oceanic; din acest motiv mult mai corectă este denumirea de dorsală oceanică, în detrimentul celei de dorsală medio-oceanică. Însumate, toate dorsalele din oceanele Terrei ele au o lungime de aproximativ 60.000 km (fig. 6. 32); lățimea lor variază între 1.000 și 4.000 km, iar înălțimea relativă 2.000 m (Bleahu, 1983).

În cadrul dorsalelor cele mai instabile tectonic sunt zonele axiale. Din cauza activităților seismice și vulcanice ele prezintă temperaturi mai înalte, comparativ cu suprafețe din proximitate. De asemenea, dorsalele oceanice constituie domeniul litosferic, cu cea mai intensă activitate geodinamică planetară (Rădoane et al., 2000).

Dorsalele sunt de două tipuri: de tip atlantic (ridge) și de tip pacific (rise).

Dorsalele de tip atlantic au o înălțime de aproximativ 1 – 3 km, o lățime de 1.500 km și sunt caracterizate de un relief accidentat; cu toate acestea se pot distinge

totuși următoarele elemente: o vale axială denumită rift (rift valley), localizată pe axa de simetrie a dorsalei, mărginită de o parte și de cealaltă de provinciile somitale (crest provinces), urmate lateral de provinciile de flank (flank provinces) (Bleahu, 1983). Valea de tip rift are o adâncime de 2 km comparativ cu marginile dorsalei care o delimitează și o lățime de 10 – 20 km (Bleahu, 1983). Autorul citat menționează în continuare că, cele două provincii somitale, dispuse simetric față de rift, se prezintă sub forma unor platouri relativ orizontale, dar cu un relief foarte accidentat. Ele sunt mai înalte cu 0,5 – 1 km față de flancurile ce urmează lateral. În valea de tip rift există protuberanțe vulcanice de înălțimi și vârste variate, ca rezultat al pătrunderii lavelor (Bleahu, 1983).

și de alta a rift-ului, determinând creșterea dorsalelor spre exterior, obligându-le să se îndepărteze de locul în care au fost generate. Riftul reprezintă astfel zona de acrețiune, adică de formare și dezvoltare a crustei oceanice. Practic, extinderea scoarței oceanice, prin intermediul dorsalelor reprezintă „motorul” dinamicii plăcilor litosferice (Roșian, 2017).

Generarea de scoarță oceanică, de o parte și de alta a dorsalei oceanice, a fost demonstrată în urma analizării magnetismului remanent. Pe flancurile dorsalelor se întâlnesc benzi alternante de anomalii magnetice, paralele cu axa lor. Succesiunea și alternanța de anomalii este datorată schimbării polilor magnetici ai Terrei în faze succesive (Mitchell, 2018). Rocile au proprietatea de a se magnetiza în câmpul existent și de a păstra magnetizarea în toate perioadele următoare (magnetism remanent). Pe baza analizei valorilor magnetismului remanent a fost apoi stabilită vârsta rocilor din cadrul fâșiilor respective (Sharma, 2010). Rezultatul a evidențiat creșterea vechimii rocilor dinspre axul dorsalei către exterior. S-a putut concluziona, în final, că scoarța oceanică a efectuat o deplasare (drift) dinspre locul de formare, către zona marginală, sub forma unui covor rulant (Bleahu, 1983).

Către exteriorul creștelor dorsalei oceanice există trepte de relief din ce în ce mai coborâte, ce fac trecerea spre câmpiile abisale. Între formele de relief specifice se remarcă cele de detaliu, care determină un relief destul de accidentat: creste secundare, depresiuni alungite etc. Un element definitoriu al dorsalelor, prin intermediul căruia ele interacționează cu teritorii mai îndepărtate, este reprezentat de către faliile transformante. Ele fragmentează lateral axa dorsalei (fig. 6. 33); sub aspect morfologic sunt reprezentate de abrupturi structurale și șanțuri tectonice secundare (Huggett, 2017; Amblas et al., 2018).

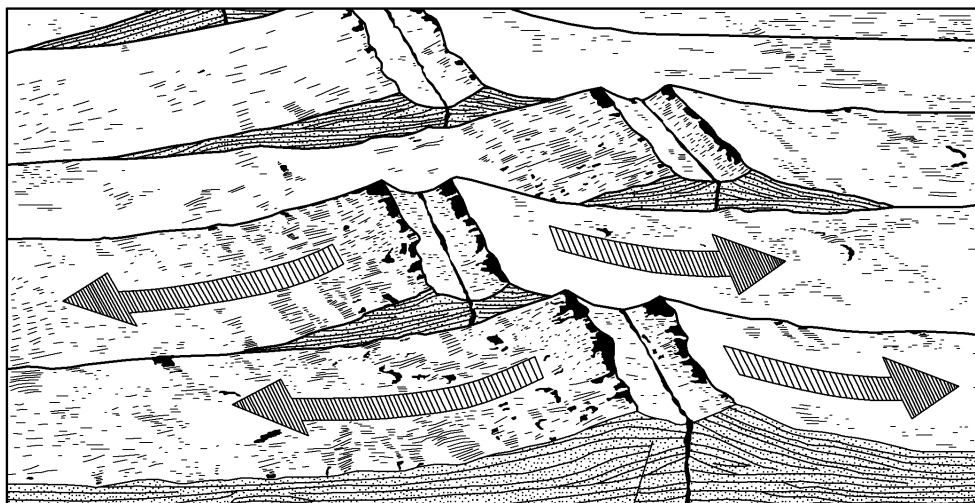


Fig. 6. 33. Relieful fundului oceanic determinat de faliile transformante (Bleahu, 1983, p. 62)

Fosele abisale. Deoarece sunt situate cu până la 11.000 m mai jos, decât nivelul superior al apelor oceanice, fosele abisale sunt cele mai expresive elemente morfostructurale ale domeniului oceanic.

Din punct de vedere tectonic ele constituie atât locul de consum a plăcilor litosferice, în urma procesului de subducție, cât spațiul în care se acumulează diverse tipuri de sedimente. Prezența sedimentelor în fose, a căror origine este atât continentală cât și oceanică, le încadrează în categoria geosinclinalelor (Bleahu, 1989).

Sub aspectul formei ele sunt depresiuni cu aspect de groapă sau de șanț, de formă arcuită, cu profil transversal în V; flancul extern este domol, iar cel intern mai abrupt. Flancul extern este constituit dintr-un fundament de roci eruptive bazice, acoperit cu un strat subțire de sedimente pelagice; el prezintă de obicei o succesiune de falii normale cu cădere în trepte spre fundul fosei, ca efect al eforturilor de extensie; partea inferioară a foselor se prezintă sub forma unei câmpii, cu lățime de 1 – 3 km, peste care sunt depuse sedimente terigene, de origine turbiditică (Bleahu, 1983).

Fosele abisale au lățimi de 30 – 100 km la partea superioară și de circa 10 km la bază; ele pot avea lungimi cuprinse între 300 – 5.000 km și adâncimi de 2.500 – 11.000 m (Fosa Cook, în estul Filipinelor – 11.516 m; Fosa Marianelor - 11.022 m; Fosa Tonga, la est de insula Fidji – 10.882 m etc.) (Rădoane et al., 2000).

În unele situații ele au versanți în trepte (Bleahu, 1983). Înclinarea acestora este de 4 – 8° la cele cu adâncimi mai reduse și de 10 – 16°, la cele cu adâncimi de 8.000 – 11.000 m. De obicei fosele sunt însoțite de arcuri insulare, constituite din munți vulcanici tineri.

Fosele sunt strâns legate de marginile active ale plăcilor litosferice, așa cum este de exemplu, cazul celor din Oceanul Pacific. Ele au cele mai numeroase și mai dezvoltate fose, care de altfel delimitează cadrul tectonic major al oceanului respectiv (Rădoane et al., 2000). După autorii citați, Oceanul Atlantic are numai două fose (Puerto Rico și Sandwich de Sud), iar Oceanul Indian trei (Djawa, în partea de NE, Ob-Diamandina și Amirante, situate între Madagascar și arhipelagul Seychelles). Cele mai multe fose se întâlnesc în Oceanul Pacific, ele fiind localizate astfel: 15 în vest (cele mai cunoscute sunt: Mariane, Filipine, Kurile, Japoniei, Honsu, Tonga-Kermadec etc.), două în est (în lungul Americilor) și una în nord (Fosa Aleutinelor)

Legat de existența foselor este și ce a seismelor, care se află în strânsă legătură cu prezența planurilor de subducție Benioff. De asemenea, în zonele de subducție se înregistrează aproape toate cutremurele de medie și mare adâncime (respectiv 60 – 300 km și peste 300 km) (Bleahu, 1983).

Relieful zonelor oceanice marginale. Aceste unități structurale sunt cunoscute și sub numele de zone de trecere. Ele fac legătura între structurile domeniului oceanic și cel continental, fiind localizate pe locul de sutură a celor două unități majore (Harris și Macmillan-Lawler, 2018).

Sub aspect morfologic, dinspre placa oceanică spre cea continentală, pot fi distinse următoarele elemente majore: fosele abisale, arcurile insulare, mărilor marginale sau bazinele retro-arc (fig. 6. 34). Alături de acestea se mai întâlnesc și elemente secundare, cum ar fi: pragul extern, prisma de acrețiune, bazinul prearc etc.

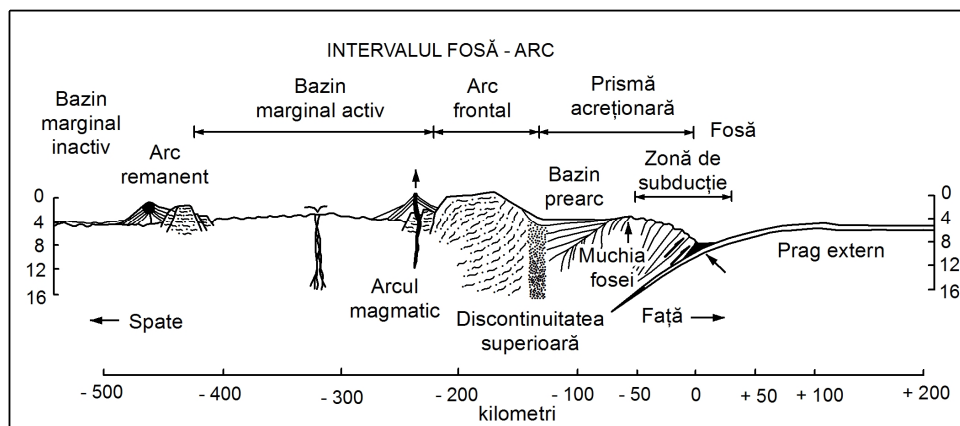


Fig. 6. 34. Secțiune transversală printr-un sistem de arc insular complet (Karing și Sharman, 1975, citați de Bleahu, 1983, p. 430)

Dintre elementele structurale principale enumerate, în condițiile în care fosele au fost abordate anterior, de interes au rămas arcurile insulare și bazinele mărilor marginale.

Arcurile insulare au aspectul unor culmi alungite, care în unele cazuri sunt submerse, localizate între fose și mărilor marginale. Se generează în zonele de subducție ale plăcilor litosferice, ceea ce determină ca ele să fie paralele cu fosele oceanice. Forma arcuită este condiționată de cea a plăcilor care interacționează (cea superioară și cea care se subduce), ele având forma sferică a Terrei (Bleahu, 1983). Când se înalță deasupra nivelului mării ele apar sub forma unor alinamente de insule, cu înălțimi variate. La baza arcurilor insulare este prezentă scoarța bazaltică, peste care urmează depozite de roci vulcanice și sedimentare, atestând trecerea către scoarță de tip granitic (Mac, 1996). Insulele prezintă vulcani activi de tip central. În funcție de condițiile locale, arcurile insulare pot fi dedublate; alături de arcul principal, către continent poate să mai apară un arc secundar, paralel cu cel principal. Concomitent, în fața arcurilor insulare poate să apară un bazin prearc (Bleahu, 1983). Suprafața insulelor variază de la mai puțin de 1 km² până la dimensiunea insulelor Noua Guinee (786.000 km²), Luzon (109.000 km²) sau Hokkaido (83.000 km²).

Bazinele mărilor marginale. Între arcurile insulare și continente sunt localizate unități maritime cu adâncimi reduse, comparativ cu câmpiile abisale. Nota definitorie a lor este dată de tipul de scoarță, care este una semioceanică sau de tranziție. Ele mai sunt denumite și bazine retro-arc (Marea Japoniei, Marea Ohoțk, Marea Caraibilor etc.). Se apreciază că pe măsură ce vor evolua, bazinele retro-arc

vor primi funcția de depresiuni interne și intramontane, în cadrul viitoarelor catene orogenice, aflate în prezent în stadiu de formare incipientă (Mac, 1996).

Existența în cadrul zonelor marginale a unor mări, nu prea adânci, separate de ocean, prin intermediul unui arc insular, care uneori ajunge la altitudini de peste 4.000 m, urmat imediat de o fosă abisală evidențiază o fragmentare morfologică maximă (Summerfield, 1991; Huggeet, 2017). Acest fapt este confirmat și de prezența unor mișcări tectonice de amploare, dovadă stând seismele înregistrate de-a lungul timpului, la diverse adâncimi, ale planurilor de subducție de tip Benioff.

Dezvoltarea cea mai clară a zonelor de tranziție se observă în vestul Oceanului Pacific, edificatoare fiind în acest sens următoarele profile: Depresiunea sudică a Mării Ohoțk – lanțul Insulelor Kurile – Fosa Kurilelor – Kamciatka; Marea Japoniei – Insulele Japoniei – Fosa Japoniei) (Mac, 1996).

Munții de tip Guyot (flat-topped seamounts, monts-sousmarins etc.) sunt munții submarini insulari, localizați la 300 – 400 m sub nivelul apelor oceanice. Forma lor tronconică adevărește că s-au format în urma unor procese vulcanice, fapt dovedit și de constituția geologică (Bachelery și Villeneuve, 2013).

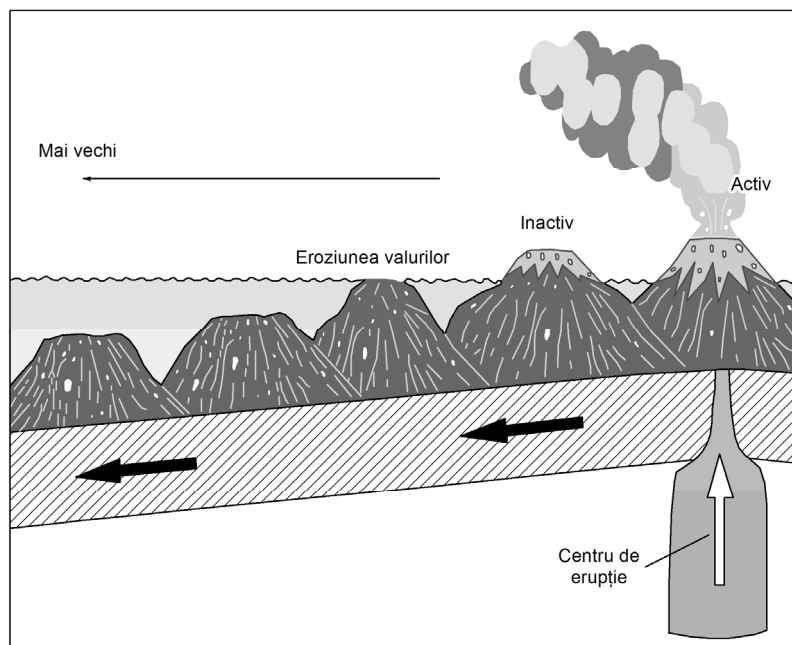


Fig. 6. 35. Ipoteza mișcării fundului mării peste un centru de erupție, formarea unei insule vulcanice, eroziunea treptată pentru a produce un munte submarin cu vârf plat (guyot), urmat de o tasare ulterioară; scară verticală: edificiu vulcanic, ~ 3 km; adâncimea finală sub nivelul mării până la vârful guyot ~ 2 km (Flood, 1999, p. 95)

Ei apar izolați sau în asociații, versanții lor fiind abrupti (22 – 30°), iar vârfurile plate sau cu diverse asperități. Prezența unor vârfuri retezate, orizontalizate

de abraziune, denotă că au fost cândva la suprafață, dar s-au scufundat apoi în întregime (Bleahu, 1983).

Prin poziția și forma lor munții submarini de tip guyot, atestă mișcarea de deplasare a fundului oceanic (Tazieff, 1991; Casalbore, 2018). În momentul în care s-au format în zona dorsalelor ei au ajuns la emergență și au fost nivelați de abraziune, pentru ca apoi, pe măsură ce plăcile s-au deplasat dinspre locul de formare, să îi poarte și pe ei la distanță și în ape mai adânci (Bachelery și Villeneuve, 2013) (fig. 6. 35).

La final, se poate nota că, elementele morfostructurale aferente oceanelor sunt pe de o parte rezultatul expansiunii plăcilor litosferice, în cadrul dorsalelor, iar pe de altă parte cel al subducției în cadrul foselor abisale, în cadrul unui circuit închis, pus în mișcare de curenții de convecție, panașele de manta și alte procese specifice litosferei și mantalei (Roșian, 2017).

Oceanele. Din suprafața totală a Terrei (510 milioane km²) 362 milioane km² (71%) reprezintă întinderile de apă (oceanele împreună cu mările aparținătoare).

În categoria oceanelor, delimitate de linia țărmului și nu de cea morfostructurală, se includ următoarele: Pacific (180 mil km², 50% din suprafața Oceanului Planetar și 4.280 m adâncime medie), Atlantic (90 mil km², 25% din suprafața Oceanului Planetar și 3.620 m adâncime medie), Indian (75 mil km², 21% din suprafața Oceanului Planetar și 3.960 m adâncime medie) și Arctic (16 mil km², 4% din suprafața Oceanului Planetar și 1.510 m adâncime medie). Adâncimea medie a Oceanului Planetar este de 3.800 m.

Începând din anul 2000 a mai fost delimitat un ocean denumit Antarctic; el cuprinde extremitățile sudice ale oceanelor Pacific, Atlantic și Indian, situate între Antarctica și 60° latitudine sudică; are o suprafață de 20 milioane km². Fiind un ocean destul de recent delimitat și prea puțin mediatizat în lumea științifică, cel puțin sub aspect tectonic nu s-a afirmat încă, prin dorsale oceanice și zone de subducție proprii.

O simplă privire a unui planiglob relevă că întinderile de uscat și cele de apă nu sunt distribuite uniform sub aspect latitudinal și longitudinal. Aproximativ două treimi din uscat se află în Emisfera Nordică. Sub aspect statistic uscatul reprezintă 39% din suprafața Emisferei Nordice și 19% din cea a Emisferei Sudice (Josan et al., 1996).

Se poate deosebi, în acest sens, o emisferă continentală, având centrul la gura de vărsare a fluviului Loire (în cadrul ei continentele dețin 47%, iar oceanele 53%), și una oceanică, cu centrul în Noua Zeelandă (suprafețe oceanice și maritime dețin 89%, iar cele de uscat 11%) (Chevalier, 1952, citat de Mac, 1976).

Asimetria remarcabilă a distribuției continentelor și oceanelor se referă la: cele mai întinse uscaturi se găsesc grupate în emisfera nordică (îndeosebi între 40° – 50° lat. N), rezultând o asimetrie latitudinală, datorită îngustării continentelor nordice spre sud; sub aspect distribuției latitudinale, între 60° și 70° lat. N., uscatul reprezintă 71% din suprafață, în timp ce între 50°-60° lat. S el deține doar 98%; asimetria polară este datorată contrastului dintre polul geografic al Emisferei Nordice (unde se află Oceanul Arctic) și

polul geografic al Emisferei Sudice (unde este localizat continentul Antarctica); asimetria ecuatorială este rezultatul pozițiilor diametral opuse ale Continentului Africa și ale Oceanului Pacific; repartiția în rozetă a continentelor (sunt distribuite în jurul Oceanului Arctic) și oceanelor (sunt repartizate în jurul Continentului Antarctica); continentele din Emisfera Nordică (Europa, Asia și America de Nord) prezintă țărmuri mai articulate și se termină sub forma unor peninsule spre sud; continentele din Emisfera Sudică (America de Sud, Africa și Australia), cu țărmuri mai simple, sunt mai late în partea de nord și se îngustează spre sud (Coteț, 1971).

Concluzii. Manifestarea dinamicii plăcilor litosferice, așa cum a fost expusă, determină un schimb continuu de materie între mantaua inferioară, astenosferă și litosferă.

Efectele acestuia se manifestă sub forma proceselor magmato-vulcanice, de acrețiune, orogenetice, epirogenetice etc.

Cu toate că acest schimb este unul continuu, caracteristicile geodinamice actuale ale scoarței permit identificarea a două tipuri de teritorii: stabile (se caracterizează printr-un regim dinamic mai liniștit) și mobile (se remarcă printr-o activitate tectonică, magmatică și seismică mai intensă) (Pauliuc și Dinu, 1985). Teritoriile stabile corespund: platformelor cratonice, șelfului continental, abruptului continental și câmpiilor oceanice. Teritoriile mobile includ: orogenurile, rifturile continentale, dorsalele oceanice, fosele abisale și bazinele marginale împreună cu arcurile insulare.

Considerate împreună ele formează sub aspect structural asociații de tipul continentelor și oceanelor. Configurația și distribuția lor oferă informații prețioase despre procesele și mișcările tectonice ale planetei, cele în urmă cărora s-a edificat relieful tectonic.

În același timp analiza elementelor structurale, din componența oceanelor și continentelor, dovedește că ele sunt expresia teritorială și temporală proceselor tectonice. Faptul că unele reprezintă uscatul, iar altele întinderile de apă, nu înseamnă că ele sunt două elemente contrarii ale procesului unic de evoluție și dezvoltare a scoarței terestre.

Teritoriile mobile ale scoarței mai sunt cunoscute și sub denumirea de geosinclinale; ele sunt caracterizate de o evoluție tectonică complexă, care are drept rezultat lanțurile orogenice; elementele mobile ale litosferei enumerate mai sus, nu reprezintă altceva decât stadii de evoluție a unui geosinclinal (Pauliuc și Dinu, 1985).

Lucrurile nu se opresc aici, deoarece o dată creat relieful tectonic major, asigură mai departe energii geomorfologice potențiale pentru manifestarea agenților geomorfologici externi, care la rândul lor sculptează suita formelor de relief de detaliu.

Relieful tectonic, comparativ cu cel generat de agenții geomorfologici externi nu se supune zonalității și etajării geografice, tocmai din motivul că la geneza sa participă energii și factori care nu țin cont de ceea ce se întâmplă pe suprafața terestră.

CAPITOLUL 7

PROCESELE ȘI RELIEFUL MAGMATO-VULCANIC

Materia topită, din componența mantalei inferioare și a astenosferei, nu a rămas fără efecte asupra scoarței terestre. Ajungerea topiturilor, sub formă de magmă și lavă, până aproape de suprafața Terrei sau chiar la nivelul acesteia determină formarea unei morfologii specifice. Ea a fost denumită relief magmato-vulcanic.

Principalele locuri unde are loc formarea, ascensiunea și consolidarea curentului magmatic sunt reprezentate de: rifturile dorsalelor oceanice, zonele de subducție, liniile de contact dintre plăcile litosferice, liniile de fractură ale plăcilor, hot spot-urile magmato-vulcanice etc. (Bell, 2002; Kusky, 2008; Bierman și Montgomery, 2013). De exemplu, în situația în care are loc subducția unei plăci litosferice, pe un Plan Benioff, se formează căldură suplimentară, comparativ cu cea a astenosferei, în care are loc subducția. O parte din ea determină topirea rocilor și ieșirea la suprafață, generând activități vulcanice, care edifică lanțuri montane (așa cum se întâmplă în Anzii Chiliano-Peruvieni) și insule vulcanice (arcurile insulare rezultate în urma subducției plăcilor oceanice din vestul Oceanului Pacific). Dacă anterior existenței Teoriei Tectonicii Globale, un episod vulcanic andezitic era consemnat ca atare, în prezent el trebuie raportat la un arc vulcanic, la o subducție, ce trebuie să-și găsească un loc paleogeografic bine determinat, în funcție de expansiunile sincrone, aflate în oceane, situate poate la antipod (Bleahu, 1983).

Cu toate că sub aspect genetic relieful magmato-vulcanic este unul de natură tectonică, morfologia lui de detaliu, cea care permite individualizarea unei game largi de forme, este rezultatul interacțiunii rocilor și structurilor cu agenții morfogenetici externi. Varietatea extraordinară a reliefului magmato-vulcanic a impus ca în tratatele de Geomorfologie și Geologie să-i fie alocat un capitol distinct.

7.1. PROCESELE MAGMATICE ȘI VULCANICE

Acestea constau în transferul de materie și energie calorică, dinspre mantaua inferioară și astenosferă către suprafața terestră (Sigurdsson, 1999). El se realizează sub formă de magmă, care în drumul ei spre suprafață suferă diverse transformări. În cazul în care ea se consolidează în interiorul scoarței, determină formarea structurilor magmatice intruzive. În situația în care magma ajunge la suprafață, ea se numește de lavă, iar prin consolidare formează structuri vulcanice efuzive. Diversitatea lor morfologică a acestora este dată de poziția pe care o ocupă la nivelul scoarței terestre, precum și de o serie de trăsături, care rezultă din modul de formare,

compoziția și duritatea rocilor, care intră în compoziția lor, specificul structurii, legătura cu litologia înconjurătoare etc. Mai trebuie menționat că procesele magmato-vulcanice generează numeroase seisme.

A. Procesele magmatice

Magmatismul reprezintă ansamblul de proceselor tectonice, care realizându-se la adâncimi diferite în litosferă, determină formarea magmei și consolidarea ei, în loc sau pe diferite trasee, divers poziționate față de bazinul de proveniență (Daines, 1999; Kusky, 2008). Magma reprezintă materia topită a cărei temperaturi variază de la câteva sute la peste 1.000 °C.

Ascensiunea magmelor spre suprafața terestră provoacă o serie de schimbări ale rocilor cu care vin în contact (Daines, 1999). Din cauza temperaturilor ridicate și a degazeificării se ajunge la metamorfismul de contact, în urma căruia rocile nevulcanice devin mai rezistente la eroziune. Edificator în acest sens este exemplul transformării calcarelor și dolomitelor în marmură.

Magma împreună cu procesele care însoțesc ascensiunea ei spre suprafața terestră au un rol însemnat în geneza reliefului. Dovadă stau în acest sens diversitatea formelor de relief care s-au generat pe baza rocilor magmatice și a influenței acestora asupra rocilor cu care vin în contact.

Se deosebesc cel puțin trei modalități de avansare a magmei spre suprafața scoarței terestre (Lăzărescu, 1980):

- injecția forțată a magmei - se realizează prin ridicarea ei din astenosferă sub efectul presiunilor interne; pătrunderea magmelor în scoarță are loc pe linii de minimă rezistență, iar procesul încetează treptat, paralel cu solidificarea și cu manifestarea distensie;

- digerarea magmatică - presupune că magma, un corp mai fierbinte decât formațiunile înconjurătoare, provoacă dilatarea și fisurarea rocilor de la partea superioară; acestea ajung să fie absorbite în cuptorul magmatic, iar magma se ridică pasiv în locul blocurilor digerate; procesul continuă până când magma își pierde suficient din temperatură pentru a se solidifica; când sunt digerate toate depozitele de la partea superioară magma ajunge la suprafața scoarței sub formă de lavă, sub forma erupțiilor vulcanice;

- granitizarea sau înlocuirea metasomatică - presupune că anumite porțiuni din scoarță sunt scufundate la adâncimi considerabile și supuse timp îndelungat la presiuni și temperaturi înalte; dacă se adaugă și procese de difuziune a unor agenți mineralizatori, ele pot suferi un proces de granitizare; granitele astfel formate pot să se ridice diapir, croindu-și loc spre suprafața scoarței prin rocile adiacente.

Consolidarea magmelor în interiorul scoarței determină formarea plutonilor sau a rocilor intrusive. După forma pe care o primesc în locurile de

consolidare, ei sunt de mai multe tipuri: neck, dyk, sill, filon, apofiză, facolit, lacolit, leptolit și batolite.

Manifestarea lor în relief are loc atât direct, datorită deformării rocilor de la partea superioară, cât și indirect, datorită ajungerii la zi, prin îndepărtarea rocilor de la partea superioară, de către agenții morfogenetici externi.

B. Procesele vulcanice

Denumite și vulcanism, reprezintă la erupția lavelor și a gazelor asociate, din locurile de formare - astenosferă sau vetre magmatice din litosferă - la suprafața scoarței (Bell, 2002). Ele determină geneza acumulărilor de lave sau de alte produse solide, precum și emisii de gaze și vapori de apă (Huggett, 2017).

Manifestările vulcanice sunt întreținute de surse de energie diverse: diferența de densitate dintre lavă și rocile înconjurătoare (se manifestă printr-un mecanism neexploziv de erupție), energia de expansiune a gazelor conținute în lavă (prin distensiune determină mecanismele de explozie), presiunea statică de zăcământ (determină ridicarea lavelor pe o fractură ce se deschide), presiunea transmisă fluidelor intracrustale de mișcările tectonice orizontale sau verticale, rezultând mecanisme de erupție liniștită sau areală accelerată (Mac, 1986).

Un rol important însă, în ajungerea lavelor la zi, îl are dinamica plăcilor litosferice. Dovadă în acest sens stau principalele trei locații de apariție la zi a topiturilor vulcanice: zonele de subducție a plăcilor litosferice; zonele de expansiune de tipul dorsalelor oceanice și a grabenelor din cadrul continentelor; locurile în care sunt prezente panașele de manta (hot spot-uri fierbinți) (Kusky, 2008; Bierman și Montgomery, 2013). Pornind de la această categorisire relieful vulcanic rezultat va purta pecetea modalității și locului în care lava ajunge la partea superioară a scoarței.

O erupție vulcanică prezintă mai multe faze (Coteț, 1971; Cioacă, 2006):

- faza incipientă – are loc o fumegare continuă sau intermitentă, însoțită de seisme locale și zgomote în substrat;

- paroxismul vulcanic – când au loc erupții și revărsări ale lavei incandescente; se mai remarcă pentru această fază explozii în urma cărora rezultă bombe vulcanice și lapili;

- faza post-vulcanică – erupțiile încetează, lavele se răcesc și se solidifică; mai au loc doar emanații de gaze (CO_2), la nivelul faliilor și fisurilor, aspect care indică încheierea activității vulcanice.

Erupțiile vulcanice pot avea loc submarin, subglaciar sau subaerian.

Erupțiile submarine diferă față de cele subaeriene din cauza presiunii exercitate de coloana de apă existentă la partea superioară a coșului vulcanic. Din acest motiv de cele mai multe ori, la adâncimi mai mari de 2.000 m, în lipsa exploziilor și a degazeificării magmei, ea se scurge lin (Posea, 2001). Cu totul alta este situația în apele puțin adânci, de doar 200-300 m, când sunt condiții pentru

degajarea gazelor din magmă. Contactul acesteia cu apa impune formarea vaporilor, fapt ce determină explozii violente, din cauza vaporizării instantanee (Posea, 2001). Evident este în acest sens cazul Vulcanului Bandaisan, din Japonia, care fără manifestări premergătoare, a produs în anul 1888 o mare explozie care a distrus cea mai mare parte a aparatului vulcanic, dar fără să se înregistreze apariția de material magmatic (Rădulescu, 1976). Conform sursei citate, se presupune că pătrunderea apei oceanice în structura vulcanică a condus la vaporizarea apei și la explozie.

Cel mai specific tip de lavă submarină solidificată este pilow lava (Batiza și White, 1999). Denumirea lor provine de la forma aproximativ sferică pe care o au, care se aseamănă cu cea a unor perne.

În urma vulcanismului submarin se formează scoarța oceanică, de tipul celei existente în rifturi, dorsale și în platourile care le însoțesc. Vulcanismul submarin generează inclusiv munți conici de tip guyot. În rifturile oceanice erupțiile sunt liniare, pe când în zonele cu panăse de manta (Hawaii) și în proximitatea arcurilor insulare, aferente zonelor de subducție, ele sunt centrale. În cazul erupțiilor submarine, dacă acumulările de lavă ajung la suprafața apei formează insule vulcanice (Schmidt și Schmincke, 1999).

Erupțiile subglaciare reprezintă un tip distinct prin modul de producere (Smellie, 1999). Ele se produc de obicei sub calote glaciare, și doar excepțional sub banchize sau ghețari de șelf. Specifice sunt în acest sens erupțiile din Islanda, în urma cărora rezultă morfologii inedite, ale lavelor solidificate, de tipul pereților verticali care înconjoară platouri orizontale, denumite local stapi, iar în engleză table mountains (Rădulescu, 1976). Geneza lor este explicată astfel: sub gheață se formează un conduct activ, care determină topirea ei și formarea unei pungi de vaporii și apă, de formă cilindrică și cu pereți abrupti; lava eliberată în spațiul respectiv, ajunge în contact cu apa, determinând texturi de pillow-lavă și hialoclastite; dacă acoperișul de deasupra conductului se topește în întregime, activitatea poate continua în condiții subaerene, iar edificiul ajunge ca la partea superioară să fie alcătuit din lave și piroclastite (Rădulescu, 1976).

La modul general erupțiile subglaciare pot fi explozive sau neexplozive, implicând volume substanțiale de apă rezultate din topirea gheții (Smellie, 1999). Conform autorului citat, temperatura ghețarului influențează semnificativ atât erupția cât și morfologia rezultată. Se deosebesc în acest sens ghețari temperați, cu temperatura apropiată de punctul de topire pe cea mai mare parte din grosimea lor, și ghețari polari, cu temperatură coborâtă cu mult sub punctul de topire al apei, și al căror pat glaciar este înghețat. În cazul celor din urmă, în lipsa apei, asociată dinamicii glaciare, efectele erupției vor fi mult diminuate (Smellie, 1999).

Erupțiile subaerene sunt cel mai ușor de investigat, ca dovadă diversitatea lor tipologică. Elementul principal de care depinde genul erupției, precum și formele de relief rezultate, este vâscozitatea magmei și a lavei, care la rândul ei este

determinată de compoziția chimică (Josan et al., 1996). Lavele bazice sunt acide, iar gazele din componența lor se degajă ușor, aspect care face ca erupțiile să fie liniștite și fără explozii (Simkin și Siebert, 1999). Comparativ cu acestea lavele acide sunt vâscoase, ceea ce determină ca erupțiile să fie explozive (Bell, 2002).

În funcție de notele definitorii erupțiile pot fi clasificate pe baza mai multor criterii. Dintre acestea se remarcă următoarele: modul de manifestare a activității vulcanice, tipul de vulcan rezultat, tipul arealului de apariție la zi a lavei etc.

Tipuri de erupții în funcție de modul de manifestării a activității vulcanice și a tipului de vulcani rezultați (MacDonald, 1972; Rădulescu, 1976; Posea, 2001); în funcție de proprietățile lavei erupțiile pot fi liniștite sau explozive.

Erupțiile liniștite sau efuziunile sunt caracterizate de expulzarea lavei, care este bazică, fără explozii. Lavele sunt fluide, iar viteze de curgere au valori de 6 – 7 km/h (Rădulescu, 1976), fapt care le permite răspândirea pe mii de kilometri pătrați, generând platouri de lavă extinse. Vulcanii formați în urma unor astfel de erupții sunt de tip islandic și de tip hawaiian (fig. 7. 1); la aceștia se adaugă curgerile de ignimbrite.

Tipul islandez este rezultatul prezenței lavei bazice, fluide, care se revarsă de-a lungul unei fisuri, generând construcții vulcanice cu aspect de conuri ale căror flancuri prezintă valori ale pantei de sub 7°. Revărsarea lavei poate avea loc monolateral sau bilateral. Astfel de erupții sunt specifice vulcanilor din zonele de rift. Singura erupție de acest tip, înregistrată în timpurile istorice, a avut loc în Islanda; este vorba de erupția Laki din 1783 (Rădulescu, 1976), de unde și denumirea adoptată pentru acest tip vulcani. În urma unor astfel de erupții s-au format platouri de lavă bazaltică în SUA (Columbia-River), Arabia, Etiopia, Argentina (Patagonia), India (Podișul Dekkan) etc. (Posea, 2001).

Tipul hawaiian este și el rezultatul prezenței lavei bazice, fluidă și săracă în gaze, care se revarsă, dintr-un crater, pe distanțe mari, după ce anterior craterul a fost umplut. Termenul folosit pentru desemnarea lor este cel de fântâni de lavă (Rădulescu, 1976). În urma unor astfel de erupții se formează conuri de lavă cu valori foarte reduse ale pantei flancurilor, de unde și denumirea de vulcan-scut. În timpul erupțiilor viitoare, pe suprafața acestora lava se revarsă de pânză (Bierman și Montgomery, 2013). Nu este exclusă nici formarea limbilor de lavă, atunci când acesta începe să devină un pic mai vâscoasă, pe măsură ce se îndepărtează de centrul de erupție. Vulcanii astfel formați au înclinări reduse ale flancurilor conurilor. Ele au mai degrabă aspectul unor scuturi de lavă (Mauna Loa), domuri de lavă (Mauna Kea), discuri de lavă, movile de lavă (Mont Cottrell din Australia) și conuri de lavă (Mont Hamilton) (Mac, 1976).

Curgerile de ignimbrite se produc și ele pe fisuri, doar că acestea sunt localizate de obicei pe flancurile laterale ale unui con vulcanic. Și în acest caz lavele sunt vâscoase, dar prezența multor fisuri face ca explozia să lipsească formându-se doar un nor fierbinte alcătuit din particule mici de magmă, care formează o emulșie grea

(Posea, 2001); ignimbritul au aspectul unui nor de praf de foc, fiind vorba de o suspensie de particule și gaze care se deplasează rapid, de unde și densitatea mai mare decât cea a atmosferei din jur. Tipică în acest sens este erupția Vulcanului Katmai din Alaska (Rădulescu, 1976). Pe baza acestora s-a individualizat tipul katmai. Depunerea materialelor rezultate determină formarea unor platouri de ignimbrite.

Erupțiile explozive sunt caracteristice vulcanilor cu lavă mai vâscoasă, acidă și bogată în gaze, alcătuită predominant din andezite, dacite și riolite. Astfel de lave se răcesc și se solidifică încă de la nivelul craterului, determinând astuparea coșului vulcanic. Gazele care însoțesc ascensiunea lavei se acumulează și generează presiuni considerabile, care provoacă explozii puternice în timpul erupției. Există mai multe tipuri de erupții explozive: strombolian, volcanian, vezuvian, plinian, pelean, maar etc.

Tipul strombolian este caracterizat de prezența lavei bazaltice, foarte puțin fluidă. La începutul activității vulcanice se aseamănă cu erupțiile liniștite, pentru ca ulterior, pe măsură ce se acumulează cantități semnificative de gaze să aibă loc erupții explozive. Se formează un con mixt, așa cum este în cazul Vulcanului Stromboli, din arhipelagul Insulelor Lipari (Marea Mediterană), care a fost denumit Farul Mediteranei (datorită lavelor incandescente roșii și a turnului de vapori albi). Astfel de erupții sunt specifice și vulcanilor Particutin (Mexic), Izalco (El Salvador) (Rădulescu, 1976) și uneori chiar Etnei și Vezuviului (Posea, 2001).

Tipul volcanian este consecința migrării spre suprafață a unei lave vâscoase cu gaze. Pe măsură ce lava umple coșul și craterul vulcanului se consolidează și formează cruste sau chiar dopuri. În timpul următoarelor erupții acestea sunt expulzate în atmosferă sub presiunea gazelor care se acumulează la partea lui inferioară. În timpul erupției se formează bombe vulcanice și multă cenușă, care prin depunere clădesc conuri proeminente. Ele sunt destul de susceptibile la eroziunea exercitată de agenții morfogenetici externi deoarece în componența lor predomină piroclastitele fine. Astfel de erupții sunt caracteristice Vulcanului Volcano (din Sicilia, Italia).

Tipul vezuvian are ca model de bază erupțiile din ultimele două secole ale Vulcanului Vezuviu de lângă Napoli (Italia) (Posea, 2001). Caracteristică este alternanța unor explozii violente cu perioade lungi de calm total, extinse pe intervale de 40-50 de ani, în cursul cărora lipsesc cu desăvârșire orice semne de activitate (Rădulescu, 1976). Lava expulzată fiind andezitică este vâscoasă, din care cauză coșul se astupă complet, fapt care conduce la acumularea de gaze aflate sub presiune (Posea, 2001). Erupțiile explozive ale Vezuviului generează produse de natură piroclastică, care prin acumulare formează stratoconuri (Rădulescu, 1976).

Tipul plinian sau somma face referire la erupția explozivă a Vezuviului din anul 79, care a modificat semnificativ Vulcanul Somma existent anterior. Acesta s-a transformat într-o caldeiră, în centrul căreia s-a format ulterior un nou vulcan, Vezuviul de astăzi. Denumirea subtipului provine de la Pliniu cel Bătrân, mort pe Muntele Somma în anul 79 (Posea, 2001). Elementul reprezentativ al activității de tip

plinian îl reprezintă volumul imens de lavă și gaze, care este eliberat extrem de violent în timp scurt, distrugând structura vulcanică existentă anterior (Rădulescu, 1976). Conform autorului citat, tipică în acest sens a fost erupția Vulcanului Krakatoa (1883) din Insula Java. Luat separat acest exemplu permite individualizarea erupției de tip Krakatoa. De-a lungul timpului Vezuviul a fost caracterizat și de erupții cu intensitate scăzută, când de altfel a fost expulzată cea mai mare parte din lavă. Astfel de rupții au fost denumite de tip subplinian (Cioni et al., 1999).

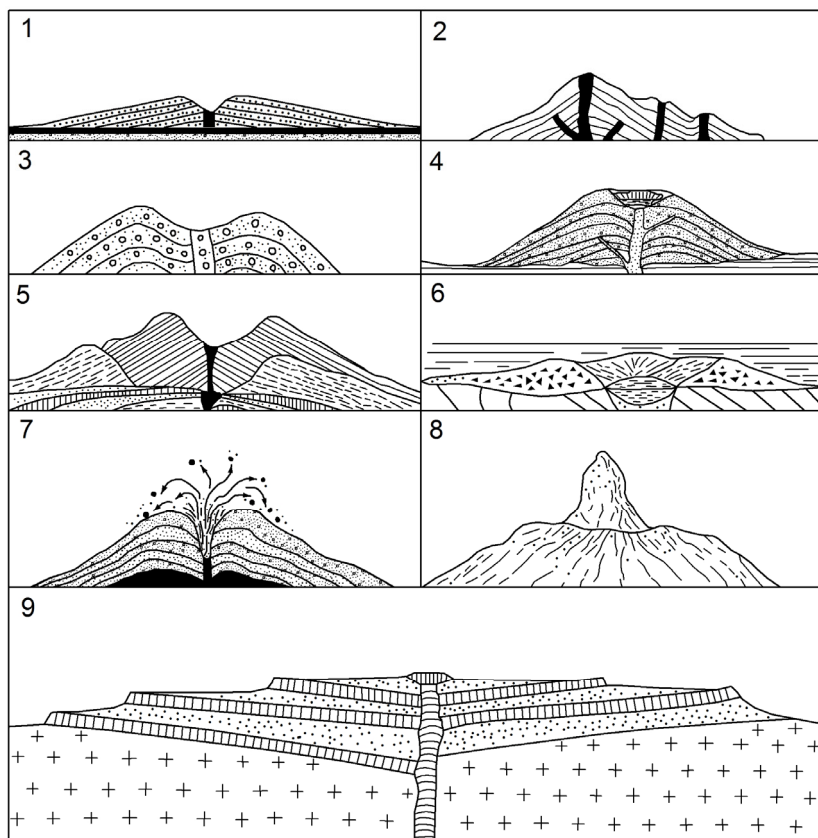


Fig. 7. 1. Tipuri de vulcani continentali după geneză și morfologia conurilor; 1. hawaian; 2. strombolian; 3. volcanian; 4. aleutinian; 5. vezuvian; 6. maar; 7. Islandez 8. peleean; 9. scoțian (Cioacă, 2006, p. 54)

Tipul peleean este rezultatul ajungerii la suprafață a unor lave foarte vâscoase, care se degazifică greu (Bell, 2002). Lava care se întărește în cos este împinsă, în timpul erupțiilor viitoare, spre suprafață sub formă de ac (spine), din cauza gazelor care se acumulează la partea inferioară. Asemenea corpuri de la semisolidă sau solidă sunt denumite protuziuni (Rădulescu, 1976). Se disting în acest sens vulcanii: Mont Pelee, Santa Maria, Merapi etc. (Posea, 2001). Erupția

este însoțită de formarea unor nori fierbinți, incandescenți, care coboară pe flancurile conului vulcanic; ei au temperatura de 800 °C și sunt însoțiți de fulgere. Denumirea acestui tip a fost dată după cea a Vulcanului Mont Pelee, din Martinica (Antilele Mici), care a erupt violent la 8 mai 1902, distrugând orașul St. Pierre și omorând aproximativ 29.000 din locuitori.

Tipul maar este caracterizat de prezența unui aparat vulcanic constituit numai dintr-un canal și un crater situate mai jos de nivelul suprafeței topografice, conul lipsind. Este vorba mai degrabă de prezența unei forme depresionare de tipul unei pâlnii, formate în urmă unor activități vulcanice explozive. Ele se formează datorită expulzării dopurilor de lave. Golurile rămase pot fi umplute cu apă formându-se lacuri. Astfel de forme sunt specifice în regiunile Eifel și Suabia din Germania, unde sunt denumite maar. În cazul acestui tip se remarcă și erupții produse numai de gaze, fără a expulza și lave. În urma lor se formează un coș și un crater denumite în ansamblu diatreme (Posea, 2001).

Alături de tipurile menționate, care se altfel nu epuizează modul de manifestare a activităților vulcanice, există și forme intermediare sau de tranziție determinate de condițiile locale în care are loc erupția. În unele cazuri, de exemplu, lăvele foarte acide și vâscoase se solidifică imediat deasupra coșului, formând o proeminență, de tip protuziune, cu pereți abrupti, denumită dom de acumulare sau cumulo-dom (tolid). De asemenea au mai fost individualizate următoarele tipuri: aleutinic (are con proeminent, datorită edificării prin suprapunerea lavelor vâscoase cu cenuși grosiere; modelarea lor de către agenții morfogenetici externi este lentă în condițiile climatice ale latitudinilor superioare); scoțian (edificiul vulcanic este mai puțin proeminent, din cauza subsidenței craterului, fapt care a făcut ca stratele să încline spre coș) (Cioacă, 2006).

Tipuri de erupție după emersiunea lavei raportată la spațiu (Coteț, 1971; Cioacă, 2006):

- *erupții centrale* – sunt rezultatul emisiei produselor vulcanice atât pe un coș principal cât și pe câteva coșuri secundare; în urma unor astfel de erupții se formează vulcani izolați și proeminenți așa cum sunt: Manon în Filipine, Vezuviu și Etna în Italia etc. Există și varianta cu canale de curgere, când lăvele fluide umplu craterul și apoi se revarsă pe con, sub formă de torenți, așa cum este în cazul Vulcanului Mauna Loa din Hawaii.

- *erupții liniare* – au loc atunci când lava ajunge la suprafață în lungul unei falii; astfel de erupții se produc frecvent în Islanda;

- *erupții areale* sau în suprafață – se produc atunci când apariția lavelor la suprafață are loc printr-o rețea de fracturi răspândite pe suprafețe mari; acumularea lavelor bazice, caracteristice acestor erupții, determină formarea platourilor vulcanice, așa cum s-a întâmplat în Yellowstone;

Produsele activității vulcanice sunt numeroase, iar dintre ele se evidențiază următoarele: lavele, gazele vulcanice, cenușa vulcanică, produsele rezultate în urma exploziilor (lapilii, scoria, bombe vulcanice, blocurile de rocă), etc. Cercetarea lor permite identificarea fazelor de manifestarea vulcanismului într-un anumit teritoriu.

Lavele reprezintă materiale topite ajunse la suprafață. Ele fiind în stare incandescentă sunt caracterizate de temperaturi care depășesc 1.000 °C în interiorul coșului vulcanic. Ajunse la suprafața terestră temperatura lor începe să scadă, dar totuși se mențin între 600 și 900 °C (Bell, 2002), atât timp cât sunt incandescente.

Prin solidificarea și consolidarea lor se formează rocile vulcanice. Forma luată de acestea și modul de dispunere alcătuiesc un relief cu specific vulcanic.

Ajungerea și depunerea lavei pe suprafața terestră se face atât efuziv, cât și prin explozii. Raportul efuziv-exploziv este influențat de compoziția, temperatura și cantitatea de gaze conținute sau formate o dată cu apariția magmei la zi (Posea, 2001).

Proprietățile lavei sunt influențate de conținutul în silicați, îndeosebi SiO₂, care poate oscila între 35 și 75% (Posea, 2001).

Lavele cu conținut ridicat de siliciu sunt acide și vâscoase, motiv pentru care se solidifică repede și nu prea curg, creând dopuri în coșurile vulcanilor; din această cauză erupțiile care urmează sunt explozive pulverizând lava în atmosferă și generând cenușă vulcanică, lapili și bombe vulcanice (Posea, 2001).

Lavele cu siliciu puțin sunt bazice, fapt care le permite să rămână fluide mai mult timp, având astfel posibilitatea să curgă pe distanțe de ordinul kilometrilor. În componența lor predomină bazaltul.

În funcție de vâscozitatea și modul de curgere a lavei au fost distinse două tipuri de suprafețe rezultate în urma consolidării acesteia: suprafețe de lavă netedă sau dermolitice și suprafețe clastolitice sau scoriacee.

Suprafețele de lavă netede sau dermolitice se formează când lava este fierbinte și relativ fluidă, degazificată, iar relieful preexistent cu asperități; mai sunt cunoscute și prin denumirile de pahoehoe (Hawai) și hellurhaum (Irlanda) (Mac, 1976; Bell, 2002; Kilburn, 1999). Dintre formele de detaliu se remarcă următoarele (Naum și Grigore, 1974; Mac, 1976; Posea, 2001; Bell, 2002):

- dalele de lavă (schollenlava) - sunt fragmente din crusta solidificată, rupte și acumulate datorită creșterii vitezei de curgere a lavei de la interior;
- lavele cordate - reprezintă încrețituri ale crustei solidificate;
- lavele întortocheate - sunt încrețituri în rețea;
- domuri cu tumuli - adică bulgări pe creste mai reliefate;
- icurile de lavă - se formează când lava pătrunde pe crăpături și ajunge până la suprafață.

Suprafețele clastolitice sau scoriacee, se formează în cazul lavelor cu viscozitate medie și bogate în gaze; sunt cunoscute și sub numele de lavă aa în Hawai

sau apalhraun în Irlanda (Mac, 1976; Kilburn, 1999). Formele cele mai reprezentative sunt (Mac, 1976; Bell, 2002; Posea, 2001):

- câmpurile de blocuri – se generează prin consolidarea rapidă și pe grosimi mari a lavei, care în urma solicitărilor mecanice, pe fondul unei viteze mari a curentului interior, se fragmentează și acumulează în fața frontului de curgere în câmpuri de blocuri;

- coloanele bazaltice (denumite și quillkuppen) - sunt rezultatul răcirii lentă a lavei vâscoase, însoțită de crăpături verticale de contracție;

- pilow-lavele - se formează prin răcirea lavei fluide în apa mării.

Dacă în interiorul câmpurilor de lavă rămân goluri, datorită prezenței unor obstacole în cale topiturilor, se pot forma peșteri (Lipman, 1999).

Gazele vulcanice, fiind rezultatul emanațiilor și exploziilor, sunt alcătuite predominant din vapori de apă, la care se adaugă anhidrida carbonică, anhidrida sulfuroasă, acidul clorhidric, hidrogenul, acidul sulfuric, bioxidul de carbon, acidul fluorhidric etc.; în urma reacției cu oxigenul din atmosferă, se formează oxid de sulf, trioxid de sulf și bioxid de carbon (Posea, 2001). Gazele vulcanice alcătuiesc de cele mai multe ori nori incandescenti, care ajung până la altitudini relative de 4.000 m, față de crater (Posea, 2001). Temperatura lor poate atinge și depăși temperatura de 1.000 °C, cu efecte devastatoare asupra mediului. Atunci când au loc doar erupții de gaze, fără aport de lavă, ele au un caracter distructiv (Rădulescu, 1976), la adresa morfologiei existente.

Produsele de explozie se formează atât din magma care a erupt, cât și din fragmente de rocă existente în coșul vulcanului. Ele mai sunt numite piroclastite și cuprind următoarele tipuri (Rădulescu, 1976; Mac, 1976; Posea, 2001):

- cenușile vulcanice – materialele fine pulverulente; când cenușile sunt nesortate, nestratificate și ocupă suprafețe extinse poartă denumirea de ignimbrite;

- lapilii – sfărâmaturi mărunte (30 – 40 mm) sub formă de pietricele expulzate în aer în timpul erupțiilor;

- tufuri – ele pot fi de cenușă, de poncii și de brecii, care apoi sunt consolidate sub influența apei;

- piatra ponce – fragmente de magmă vitroasă, poroasă, expulzată în timpul erupțiilor;

- scorii sau zguri – bucăți de magmă consolidată în timpul zborului, mai puțin umflate și cu greutate mai redusă;

- scorii sudate – bucăți de lavă fluidă, care cad și se lipesc pe sol;

- conuri de lavă denumite și hornitos – se întâlnesc când zgurile sudate formează în locurile de ieșire ale lavelor fluide și deasupra tunelelor de lavă conuri sau turnuri;

- bombe vulcanice – bucăți de lavă cu forma variată ce generează în timpul proiectării în aer a lavelor.

Fenomenele post vulcanice deși poartă această denumire ele se manifestă și în timpul erupțiilor vulcanice. Comparativ cu ele au efecte mai puțin evidente. Aceste

fenomene se manifestă însă, timp îndelungat, după terminarea proceselor vulcanice propriu-zise. Ele au loc și prin exalația de vapori și gaze. În categoria lor se includ: fumarole, solfatare, mofetele, gheizere, izvoare termale și izvoare carbogazoase.

Fumarolele reprezintă erupții de gaze, al căror temperatură poate ajunge la 300 – 900 °C (Posea, 2001); se manifestă și în timpul erupțiilor vulcanice. Gazele care au valori ale temperaturii de aproape 900 °C sunt lipsite complet de vapori de apă (Rădulescu, 1976).

Solfatarele au în componență vapori cu hidrogen sulfurat care ajung la temperaturi de 90 – 300 °C; se manifestă și în timpul erupțiilor vulcanice, sub formă de jeturi numite *soffioni* în Italia (Rădulescu, 1976).

Mofetele sunt emanații de gaze alcătuite predominant din dioxid de carbon și vapori de apă, dar al căror temperaturi nu depășesc 100 °C. Se întâlnesc în Franța, Italia, SUA, România (Tușnad, Balványos etc.). Termenul de mofetă provine din latinescul *mephitis* care înseamnă emanație puturoasă.

Gheizerele sunt izvoare fierbinți, care emit intermitent și artesiană apă și vapori fierbinți. Mecanismul este următorul: apa se acumulează într-o fisură subterană pe care o umple; din adânc vin gaze și vapori de apă supraîncălziți; aceștia supraîncălesc baza stratului lichid, care începe să fiarbă și apoi expulzează coloana de apă de deasupra, moment în care o parte din apa supraîncălzită se transformă brusc în vapori (din cauza scăderii presiunii hidrostatice); ciclul se repetă la intervale mai mult sau mai puțin regulate. Jeturile de apă fierbinte pot ajunge până la înălțimi de 100 – 400 m (Posea, 2001). În jurul gheizerelor are loc precipitarea siliciului, conținut de apele fierbinți, sub forma unor terasete de culoare albă; pentru ele se folosește și denumirea de ghezerite. Gheizerele și izvoarele termale sunt întâlnite în Islanda, Parcul Yellowstone (cu peste 100 de gheizere; cel mai celebru este Bătrânul Credincios (Old Faithful), care expulzează la fiecare 63 de minute un jet de apă până la înălțimea de 40 m), Noua Zeelandă (regiunea Taupo), Kamceatka, Mexic, Japonia, Indonezia etc. (Posea, 2001). În limba islandeză cuvântul geyser înseamnă furios.

Apele termale reprezintă forme tipice ale degajării căldurii dintr-o masă magmatică consolidată în scoarță (Posea, 2001). Conform autorului citat, vaporii de apă parcurg uneori un drum lung spre suprafață, de-a lungul căreia se răcesc, precipită și formează izvoare. Apele termale pot conține silice, care se depun sub forma unor concrețiuni (terase tufacee), odată cu răcirea lor (Naum și Grigore, 1974).

Izvoarele carbogazoase sunt apele care în teritoriile vulcanice ajung la suprafață îmbogățite cu bioxid de carbon, care este dizolvat în ele. De cele mai multe ori ele sunt încărcate și cu minerale din rocile înconjurătoare, de unde și denumirea de ape minerale carbogazoase.

Fenomene care însoțesc erupțiile sunt numeroase și spectaculoase, prin modul de producere și efectele morfologice generate. În categoria lor se includ: seismele, curgerile de noroi (denumite și avalanșe noroioase sau de cenușă ele se

numesc lahare în Indonezia; acestea sunt compuse din cenușă, lapili, scorii și roci antrenate de pe versanții vulcanului de către apa expulzată din crater, provenită din precipitații sau din topirea zăpezilor), avalanșe incandescente și curgeri de grohotișuri (sunt rezultatul prezenței lavelor vâscoase, care prin solidificare rapidă formează blocuri care se rostogolesc pe flancurile conurilor împreună cu lavă fluidă), prăbușiri, alunecări, formarea și cedarea lacurilor de baraj natural formate din piroclastite, valuri de tip tsunami, revărsări de tip jokullhlaup (sunt rezultatul erupțiilor subglaciare care au loc îndeosebi în Islanda și care produc inundații catastrofale), ploi cu cenușă, ploi de erupție, fenomene electrice (fulgere, arcuri electrice), fenomene acustice (tuneze, zgomote produse de dilatarea și comprimarea maselor de gaze) etc. (Rodolfo, 1999; Posea, 2001; Bell, 2002).

Toate acestea împreună cu erupțiile vulcanice fac parte din categoria hazardurilor naturale. Manifestarea lor în prezența omului, a bunurilor și a activităților sale le includ în categoria fenomenelor și proceselor de risc geologic și geomorfologic. Deoarece ele produc numeroase victime și pagube materiale trebuie atent studiate și monitorizate pentru diminuarea efectelor. Preocupările obiective în acest sens sunt pe larg prezentate în literatura de specialitate (De la Cruz-Reyna et al., 1999; Blong, 1999; Johnston și Ronan, 1999; Bell, 2002; Kusky, 2008 etc.).

Mișcările seismice cu toate că însoțesc și celelalte mișcări ale scoarței, ele sunt nelipsite atunci când se manifestă procese magmato-vulcanice. Acesta este unul dintre motivele pentru care sunt abordate în această secțiune a lucrării. Cu studiul mișcărilor seismice, care mai sunt denumite și cutremure, se ocupă seismologia. În cadrul acesteia s-a individualizat o subdiviziune intitulată seismologia vulcanilor, care se ocupă cu seismele de origine vulcanică; acestea au fost definite ca seismele care au loc în aparatele vulcanice sau în apropierea vulcanilor (pe o rază de 10 km) sau sunt legate de procese vulcanice (McNutt, 1999).

Mișcările seismice sunt mișcări bruște ale scoarței generate în urma descărcării tensiunilor acumulate, ca efect al mișcărilor tectonice sau al altor procese.

Mișcarea plăcilor litosferice, vulcanismul, orogenezele, căderile de meteoriți, prăbușirile, activitățile miniere etc., sunt însoțite de schimbări rapide ale poziției corpurilor geologice, fapt care determină apariția seismelor. În acest context trebuie reținut că seismele sunt rezultatul tuturor acestor procese, și nu faptul că seismele sunt răspunzătoare de apariția faliilor, a crăpăturilor, a dislocațiilor, a denivelărilor scoarței etc., deoarece nu este adevărat (Roșian, 2017). Toate aceste procese sunt rezultatul unor descărcări ale tensiunilor acumulate în scoarță, care sunt însoțite de seisme. Deci nu seismele determină procesele tectonice, ci ele sunt doar rezultatul manifestării acestora (Roșian, 2017).

În zonele de expansiune și pe falii transformante se formează cutremure de mică adâncime, în timp ce în zonele de compresiune cutremurele se întâlnesc la toate adâncimile, de la suprafață până la 700 km adâncime (Bell, 2002). Îndeosebi în fața arcurilor insulare, unde se află o fosă, cutremurele se formează pe suprafețe înclinate,

denumite Plan Benioff sau mai nou Wadati-Benioff. Interpretarea poziției cutremurelor și a mecanismelor de focar, au adus informații despre înclinarea planului de subducție. S-a confirmat astfel, și dintr-un alt domeniu de cunoaștere, dinspre seismologie, schema dinamică după care are loc subducția plăcilor tectonice (Bleahu, 1983).

Locul de origine a seismelor se numește hipocentru. Adâncimea lor variază de obicei între câțiva metri și 700 km, în funcție și de poziția pe care o au pe Planul Benioff (fig. 7. 2). Din hipocentru vibrațiile se propagă în toate direcțiile, inclusiv către suprafața terestră; punctul în care se resimte cea mai puternică vibrație este numit epicentru. Din hipocentru pornesc două tipuri de unde: longitudinale (cu viteze de 7 – 13 km/s; vibrația se face în direcția propagării) și transversale (cu viteze de 4 – 7 km/s; vibrația este perpendiculară pe direcția propagării) (Coteț, 1971). La suprafață, în jurul epicentrului se propagă unde ondulatorii concentrice (Cioacă, 2006).

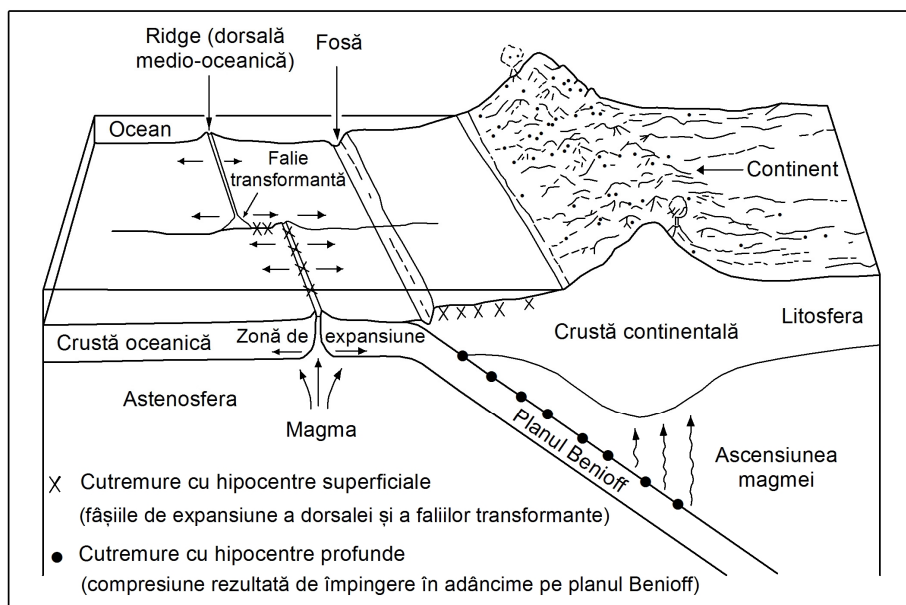


Fig. 7. 2. Blocdiagramă reprezentând paternitatea seismelor la hipocentrele profunde din lungul Panului Benioff (unde are loc o mișcare de subducție) sau la cele aproape de suprafață (unde are loc o expansiune în lungul dorsalei medio-oceanice) (mișcare de subducție este însoțită de seismicitate activă și ascensiune magmei) (Cioacă, 2006, p. 61)

Cutremurele se manifestă prin șocuri succesive de durate scurte, fapt care le permite diferențierea în funcție de magnitudine (Scara Richter) și intensitate (Scara Mercalli).

Magnitudinea cutremurelor este influențată de poziția față de epicentru și de tipul rocilor prin care se propagă undele seismice. Magnitudinea este valoare intrinsecă a unui seism, independent de locul în care se află aparatele care calculează energia descătușată, precum și de efectele asupra populației și așezărilor (Cioacă,

2006). Pe Scara Richter valorile merg până la 10, cifră considerată a fi limita superioară, ținând cont de soliditatea rocilor. Pe scara de magnitudine energia seismelor crește logaritmice, de la un grad la altul.

Intensitatea seismelor se măsoară pe Scara Mercalli. Ea se referă la aprecierea pagubelor produse de un seism și are 12 diviziuni (I – seismul nu este perceput de persoane și nu înregistrează pagube, XII – distrugerea este totală, obiectele sunt aruncate în sus, au loc modificări ale reliefului).

Teritoriile cu cele mai frecvente manifestări seismice sunt: dorsalele oceanice, zonele de subducție (pe Planul Benioff), zonele de coliziune a plăcilor continentale, ariile vulcanice din rifturi, de la partea superioară a panașelor manta etc. (Bierman și Montgomery, 2013) Se remarcă în acest sens: cercul seismic circumpacific (el corespunde cu zonele de subducție și cu cercul vulcanic circumpacific), aria seismică mediteraneeană, aria est-africană (de la Golful Aden și Marea Roșie până la marile lacuri africane), aria indiană, seimele din partea centrală a Oceanului Atlantic (de la Insulele Tristan de Cunha până în Islanda), cele din regiunea Venezuelei și a Antilelor, aria seismică din lungul văii Rinului, aria seismică din Vrancea etc. (Ollier și Pain, 2005).

La suprafața Terrei există însă și regiuni aseismice, cum sunt Scutul Scandinav, Platforma Rusă, Scutul Canadian, Scutul Australian, African, Argentinian și mai ales continentul Antarctica.

Sub aspect geomorfologic mișcările seismice au o serie de consecințe: declanșarea alunecărilor de teren, declanșarea avalanșelor, deplasări ale grohotișurilor, generarea valurilor de tip tsunami, accelerarea mișcării ghețarilor, apariția și dispariția izvoarelor, prăbușiri ale tavanelor unor peșteri, formarea lacurilor de baraj natural etc. Nu trebuie uitate nici pierderile de vieți omenești și rănirea persoanelor, precum și pagubele produse în urma distrugerii edificiilor antropice.

7.2. RELIEFUL STRUCTURILOR MAGMATICE

O mare parte din rocile magmatice se consolidează în interiorul scoarței terestre. Ele sunt intruse pe diferite crăpături și fisuri, între strate sedimentare sau în goluri dislocate de mișcările tectonice, deoarece magma sau lavelle topite sunt supuse unor presiuni (Posea, 2001). Forma și dimensiunea depozitelor este influențată de cantitatea de lavă, structurile și golurile existente anterior, de presiune, de temperatură etc.

Răcirea magmei, în adâncime, determină așadar formarea unor depozite, alcătuite din roci intrusive, dispuse sub formă de: nek, dyk, sill, filoane, apofize, facolit, lacolite, laptolite, batolite etc. (fig. 7. 3). Primele trei dintre aceste mai sunt cunoscute și sub denumirea de corpuri filoniene. Comparativ cu rocile sedimentare și cristaline, în care sunt încorporate structurile intrusive au o rezistență superioară la eroziune.

Când eroziunea îndepărtează rocile, care acoperă corpurile intruzive, ele apar la zi ca forme de relief de eroziune diferențială (Mac, 1976).

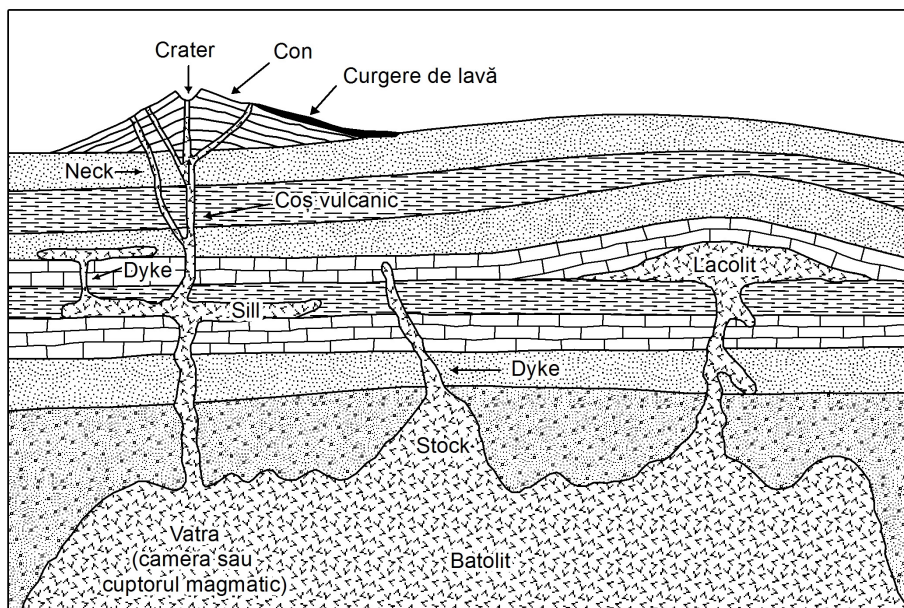


Fig. 7. 3. Corpurile intruzive (Flint și Skinner, 1977, citați de Cioacă, 2006, p. 50)

Neck-ul este o acumulare de lavă sau de piroclastite, cimentate pe secțiunea coșului sau fisurilor. Eroziunea realizată de către agenții geomorfologici externi este cea care îl scoate în evidență sub forma unui stâlp sau ac. Ca exemple, se remarcă Turnul Diavolului (din Wyoming), Ship Rock Peak (din New Mexico) etc. (Kusky, 2008; Huggett, 2017) Fiind poziționate în interiorul aparatului vulcanic, ele ajung la zi numai o dată cu erodarea aproape în totalitate a acestuia (Posea, 2001).

Dyk-ul este rezultatul consolidării magmelor, de-a lungul unor fisuri longitudinale în structurile vulcanice; în relief se prezintă sub forma unui ziduri. Raportat la modul de consolidare a magmelor sunt de mai multe tipuri: dyk-uri radiare (înconjurând conul), datorate unor fracturi concentrice; dyk-uri în lanț, prezente pe aliniamente de falie; dyk-uri de crater (de exemplu, Red Crater din Noua Zeelandă) (Mac, 1996).

Sill-ul se formează în urma consolidării orizontale a magmelor pătrunse între depozite sedimentare orizontale sau între planurile de stratificare ale conurilor (Coteț, 1971). Când eroziunea le aduce la zi ele dau suprafețe structurale sau chiar abrupturi.

Filoanele sunt structuri magmatice alungite, de grosimi variabile (diametrul maxim este de ordinul metrilor), care se desprind din batoliți, lacoliți

sau din alte corpuri magmatice și străpung pe diverse fracturi masa de roci care le acoperă (Ielenicz, 2005).

Apofizele reprezintă străpungeri lineare de magmă ajunse în rocile care înconjoară un corp magmatic de mari dimensiuni (Ielenicz, 2005).

Facolitele sunt insinuări de lavă între stratele cutate sub formă de sinclinale și anticlinale (Posea, 2001).

Lacolitele sunt generate de consolidarea magmelor în scoarță sub forma de dom sau ciupercă; ele au partea inferioară relativ orizontală, iar cea superioară convexă, arcuind inclusiv rocile de la partea superioară (Huggett, 2017). Lacolitele păstrează legătura cu vatra magmatică printr-un canal de alimentare. Fiind localizate mai aproape de suprafață, în timpul formării lor deformează în bolte stratele pe care le mulează (Mac, 1980a). Prin îndepărtarea de către eroziune, a rocilor de la partea superioară, ele se evidențiază morfologia locurilor prin aspectul de dom pe care îl au, dominând altitudinal teritoriile înconjurătoare. În categoria lacolitelor se includ: Munții Măcinului, Muntele Mare din Apuseni, Munții Henry, Masivul Boemiei, Munții Bârgăului cu Masivul Heniu Mare, Masivul sienitic de la Ditrău etc. (Coteț, 1971; Naum și Grigore, 1974; Rădoane et al., 2000).

Laptolitele reprezintă un complex de intruziuni, care se aseamănă cu o farfurie enormă (Posea, 2001), care la partea inferioară este legată de sursa de lavă. Cunoscut este în acest sens laptolitul complex Bushveld din Africa de Sus, care are o suprafață de 55.000 km² (Posea, 2001). Când sunt erodate depozitele în care s-a intrus magma, pentru a forma leptolitul ele se mențin în relief sub forma unor platouri structurale, cu abrupturi orientate spre exterior (Huggett, 2017).

Batolitele (*bathos* – adâncime și *lithos* - piatră) se formează și ele în urma consolidării magmelor în adâncime, în apropiere de camera magmatică (Ollier și Pain, 2005). Datorită volumului intens de materiale acumulate și înrădăcinării structurii în scoarță, nu creează forme de relief directe (Mac, 1980a). Ele sunt alcătuite predominant din granit și granodiorit. Batolitele apar în relief doar după un proces îndelungat de eroziune, realizat de către agenții externi, care îndepărtează rocilor acoperitoare, așa cum este în cazul Munților Retezat și Pă râ ng, unde ocupă suprafețe de zeci de km² (Ielenicz, 2005). Morfologia lor va fi influențată de compoziția chimică a rocii, de textură și de prezența sau lipsa faliilor. În condițiile în care faliile sunt prezente, iar climatul este unul umed, rețeaua hidrografică va fi cea care va înfăptui modelarea; râurile vor urma liniile de falie determinând formarea unor culmi despărțite de văi paralele (Mac, 1980a). Fiind alcătuite din roci dure, comparativ cu teritoriile înconjurătoare, batolitele ajung în condiția de masive montane (Posea, 2001), care se mențin în relief timp îndelungat.

Relieful specific structurilor intrusive se definește după o îndelungată evoluție de modelare prin intermediul agenților morfogenetici externi, când în urma eroziunii sunt îndepărtate rocile și depozitele acoperitoare.

7.3. RELIEFUL VULCANIC

Acesta cuprinde pe de o parte formele de relief primare (generate prin acumularea lavei ajunse la suprafață sau formate prin explozii și alte fenomene ce determină concomitent modificarea suprafeței terestre), iar pe de altă parte formele de relief derivate, cauzate de eroziunea ulterioară (Posea, 2001), datorată agenților morfogenetici externi. Se pot deosebi în acest sens atât forme de relief vulcanic de construcție, cât și de explozie.

În urma fenomenelor și proceselor de ascensiune și ajungere a lavelor spre suprafață se formează aparate vulcanice. Ele sunt constituite din mai multe elemente: conul (se formează prin acumularea produselor vulcanice), craterul (are formă eliptică și este situat în partea centrală a aparatului vulcanic), coșul (canalul de alimentare prin care iese lava spre suprafață) și rezervorul magmatic (fig. 7. 4).

Erupțiile vulcanice determină formarea acumulărilor de lave, de piroclastite și de cenuși vulcanice. Modul de dispunere a materialelor vulcanice permite individualizarea mai multor forme de relief, dintre care cele mai întâlnite sunt următoarele: conurile vulcanice, craterele, platourile vulcanice, munții vulcanici, caldeirele, depresiunile tectono-vulcanice, maarele etc.

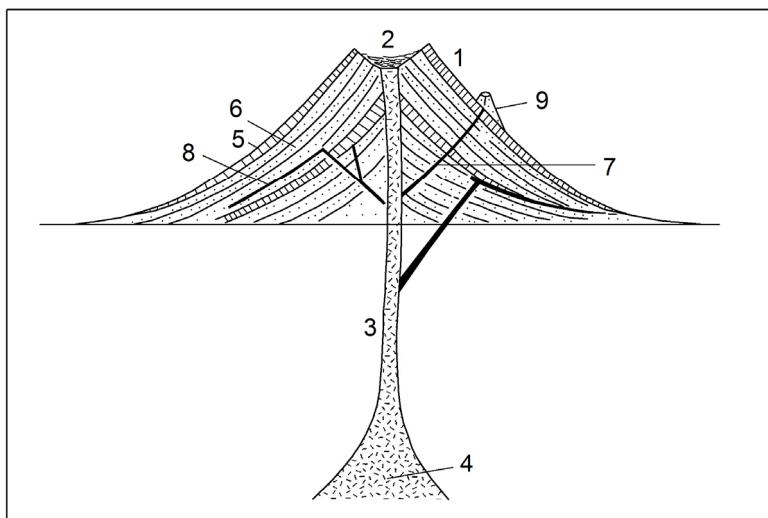


Fig. 7. 4. Elementele unui aparat vulcanic de tip central; 1. con; 2. crater; 3. canal de alimentare; 4. rezervor magmatic; 5. curgere de lavă; 6. strat de piroclastite; 7. dyk; 8. sill; 9. con adventiv (Rădulescu, 1976, p. 97)

Morfologia acestora vă fi determinată pe de o parte de diferențierile litologice și structurale, iar pe de altă parte de modul în care agenții geomorfologici externi vor interacționa în timp și spațiu cu ele.

Conurile vulcanice sunt cele mai evidente forme de relief generate de erupțiile vulcanice. Formarea lor are loc datorită ascensiunii lavei prin intermediul unui canal de alimentare central; uneori pot exista și canale de alimentare secundare, care favorizează apariția conurilor adventive.

Forma lor, indicată de numele pe care îl poartă, este mai extinsă la bază și îngustă la partea superioară (Achim, 2016). Sub aspect dimensional pot fi de ordinul kilometrilor atât la partea inferioară, cât și la cea superioară. Sub aspect altitudinal poate ajunge la peste 5.000 m, cum este în cazul Vulcanului Kilimanjaro (5.892 m) din Africa.

În funcție de caracteristicile erupției conul este alcătuit din strate de lavă, sfărâmături de roci și cenușă dispuse succesiv. Dimensiunea conurilor este influențată de: caracteristicile chimice ale lavei, de tipul de erupție și volumul materialului scurs ori distanța la care acesta a fost expulzat (Achim, 2016).

Raportat la proprietățile lavei și tipul erupției au fost identificate mai multe tipuri (Ritmann, 1967; Ollier, 1988):

- *conuri de lavă bazică* – au aspect de scuturi, domuri, conuri, cupole, movile sau conuri-disc; valorile pantei sunt reduse și au extindere mare în suprafață;

- *conuri de lavă acidă* – pot fi sub formă de cumulo-domuri, mameloane, toloide (conuri mici în craterul unui vulcan extins), dopuri și ace; toate acestea sunt construcții restrânse, plasate în craterul vulcanului și păstrate în relief sub formă de conuri, boltiri sau ace. Rocile mai dure, din care sunt alcătuite, permit păstrarea lor în relief, în timp ce părțile laterale ale aparatului vulcanic sunt erodate. Aceeași duritate a rocilor menține versanți abrupti, la baza cărora se acumulează grohotișurile de dezagregare;

- *conurile mixte* - sunt compuse din strate de lavă în alternanță cu strate de piroclastite, aspect care le face mai proeminente, cu cratere largi și pante ale conului care merg spre 30°. Pe măsură ce crește în înălțime, edificiul vulcanic este afectat de crăpături radiare. Prin ele au loc erupții laterale, în urma cărora rezultă conuri adventive, așa cum este în cazul vulcanilor Vezuviu, Fuji, Egmont etc.;

- *conurile de sfărâmături* – sunt rezultatul erupțiilor de tip strombolian, motiv pentru care reprezintă îngrămădiri de piroclastite în jurul coșului și craterului. Valorile ridicate ale pantei conului (30°) sunt datorată acumulării materialelor grosiere; la baza conului se acumulează materiale mai fine, fapt care determină ca panta să fie mai redusă (de 6°); conurile de acest tip sunt ușor de erodat, fapt care determină ca ele să evolueze repede.

Craterele sunt localizate la partea superioară a conurilor vulcanice. Ele reprezintă cavități care s-au format în urma procesului de erupție și de comprimare a materialelor rezultate, după terminarea erupției. De obicei versanții craterelor au înclinări de peste 25° și sunt afectați de surpări, alunecări de teren, solifluxiuni, șiroiri etc., procese care modelează în continuare craterul, și după încetarea erupțiilor. În

cazul vulcanilor-scut din Hawaii există și cratere cu pereți verticali denumite cratere-puț (pitt-crater). În cadrul acestora există condiții pentru formarea lacurilor de lavă, care se pot menține timp îndelungat, chiar dacă periodic se formează și pojghițe de lavă, care apoi se tolesc. În unele cratere se acumulează apă formând lacuri (de exemplu, Lacul Sfânta Ana). Forma și dimensiunile craterelor diferă în funcție de tipul erupțiilor, precum și de evoluția ulterioară.

Modelarea conurilor și a craterelor vulcanice. Morfologia conurilor vulcanice este pe de o parte rezultatul activităților vulcanice, iar pe de altă parte interacțiunea rocilor și structurilor cu agenții geomorfologici externi, care prin eroziune, transport și acumulare modifică permanent forma inițială. Acțiunea agenților externi debutează încă din momentul punerii în loc a lavelor de către procesele tectonice. Ritmul de lucru a agenților externi va fi influențat de: altitudinea relativă a aparatului vulcanic, vârsta lui, de tipul rocilor magmatice, structura și caracteristicile depozitelor geologice (duritate, grad de permeabilitate, prezența diaclazelor etc.), precum și de climat.

În funcție de extinderea conurilor vulcanice și de condițiile climatice ele sunt modelate îndeosebi prin intermediul meteorizației, al râurilor și al ghețarilor. Rețeaua hidrografică care se formează este radier-divergentă, pe versanții conului, și convergentă în crater (fig. 7. 5). În procesul de formare a văilor apa provenită din precipitații se scurge inițial valorificând neuniformitățile morfologice existente pe conul vulcanic. Ele sunt datorate: solidificării neuniforme a lavei, avalanșelor de pietre, curgerilor de cenușă și noroi etc. Un rol important în formarea și dezvoltarea rețelei hidrografice îl au diaclazele formate în timpul răcirii lavei.

Conurile vulcanice cu suprafețe de sute de km² permit formarea unor bazine hidrografice drenate de râuri viguroase și cu debite semnificative, prin intermediul cărora erodează și fragmentează edificiile vulcanice. Comparativ cu acestea conurile vulcanice de dimensiuni mai reduse, se conservă mai bine, în lipsa posibilității formării unor râuri permanente pe suprafața lor.

Văile care se formează și fragmentează versanții conului vulcanic sunt cunoscute sub denumirea de **barrancos**. Ele sunt despărțite de interfluvii proeminente numite **planeze**, care au formă triunghiulară și sunt dispuse paralel. La partea superioară a conului vulcanic planezele au valori ale pantei de 15 – 20°, în timp ce la partea inferioară, pe fondul reducerii pantei, pot apărea și abrupturi datorate eroziunii regresive de factură torențială. Dezvoltarea văilor care separă planezele are loc în detrimentul lor, fapt care determină retragerea versanților și transformarea lor în interfluvii cu aspect de creastă. În acest stadiu se află majoritatea conurilor vulcanice din teritorii semiaride, datorită predominării șiroirii și scurgerii torențiale (Mac, 1980a).

Evoluția modelării determină ca prin eroziune regresivă barrancos-urile să ajungă la partea superioară a conurilor și să pătrundă în interiorul craterelor. Se

ajunge pe această cale la captarea rețelei hidrografice convergente, existente acolo, și la drenarea lacurilor, dacă acestea există. În aproximativ 16% din craterele vulcanilor activi există lacuri (Delmelle, 1999).

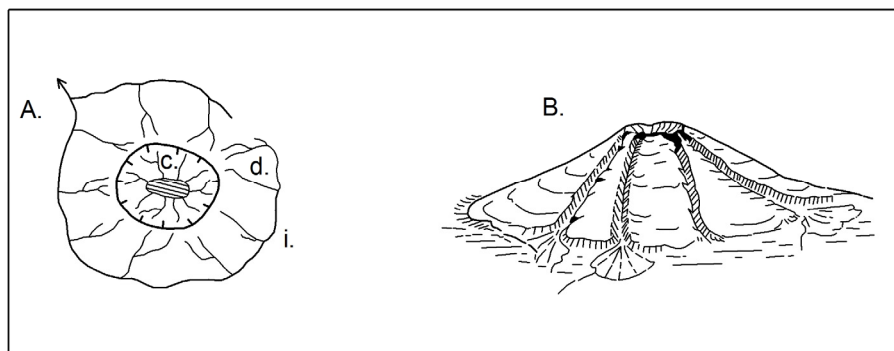


Fig. 7. 5. A. Rețea hidrografică adaptată la structura conului vulcanic; c. radiar convergentă; d. radiar divergentă; i. inelară; B. Fragmentarea unui con vulcanic prin barrancos-uri și planeze (Posea et al., 1976, p. 366)

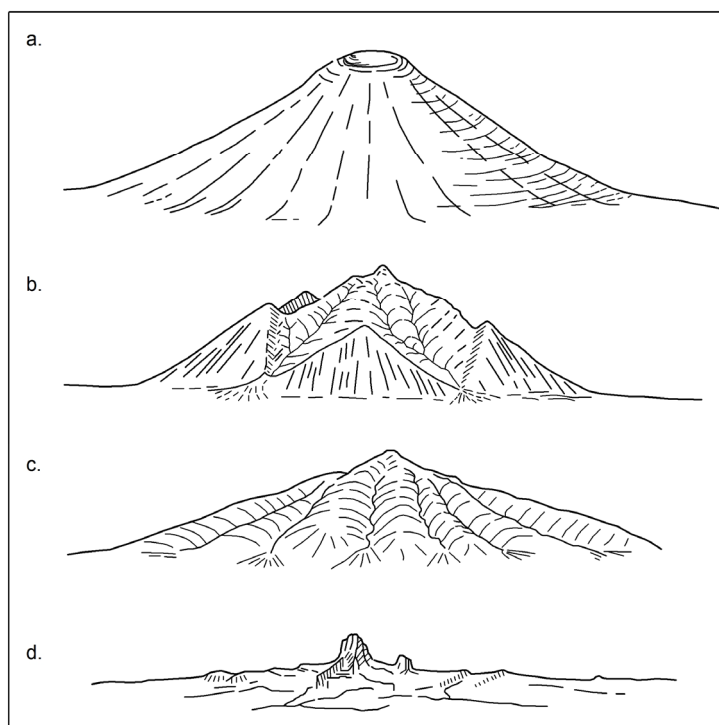


Fig. 7. 6. Stadiile eroziunii unui vulcan; a. vulcan intact; b. stadiul planezelor; c. stadiul vulcanului rezidual; d. vulcan scheletic cu neck-uri și dyk-uri (Ollier, 1969, p. 118)

Racordarea rețelei hidrografice din crater cu cea exterioară conului vulcanic, care se raportează la un nivel de bază scăzut altitudinal, determină lărgirea și

coborârea altitudinală a craterului, care poate ajunge la forma de caldeiră de eroziune (Cotton, 1952, citat de Mac, 1980a).

Ulterior, dacă se mențin condiții favorabile continuării eroziunii, rocile depuse în urma activităților vulcanice vor fi îndepărtate, până la faza de degradare a întregului edificiu vulcanic (Ollier și Pain, 2005). Ajuns în acest stadiu, din aparatul vulcanic se mai păstrează doar resturi din coșurile și filoanele, formate din lavă dură (Kusky, 2008); ele apar sub formă de neck, dyk sau sill (fig. 7. 6). Eroziunea este una de tip selectiv, fiind îndepărtate inițial orizonturile alcătuite din roci necimentate și puțin consolidate, pentru ca apoi pe măsură ce rămân în relief să fie modelate și rocile mai dure solidificate în coșuri și pe diverse fisuri ale conului. Se ajunge pe această cale la o inversiune de relief, în sensul că formele care inițial erau de sens negativ (coșuri, fisuri etc.), devin pozitive prin menținerea în relief sub formă de neck, dyke, sill etc.

Caldeirele sunt cratere uriașe, cu aspect de depresiuni, care de obicei au diametrul de peste 1,6 km. Se consideră că începând cu această dimensiune structura interioară nu mai rezistă și se prăbușește (MacDonald, 1972). În cadrul activității vulcanice ele sunt considerate forme de distrugere și nu construcție (Rădulescu, 1976).

Existența caldeirelor este strâns leagă de prezența vulcanismului bogat în siliciu, care favorizează formarea unor vaste depresiuni după erupție (Gottsmann și Marti, 2008). Se consideră că ele s-au format în urma unor erupții explozive uriașe, care au aruncat în aer un con vulcanic, fie sub efectul subsidenței acoperișului rezervorului magmatic, care a avut loc după sau în timpul evacuării magmei (Gottsmann și Marti, 2008). Din edificiul vulcanic existent anterior formării caldeirei se păstrează doar partea periferică, sub forma unor pereți care o mărginesc (Josan et al., 1996). După edificarea caldeirei forma ei este modificată de către eroziunea întreprinsă de către agenții externi (fig. 7. 7). Cea mai mare caldeiră este Aso-San din Japonia (Insula Kyushu); ea măsoară 25 km lungime și 18 km lățime.

În funcție de formă și geneză caldeirele sunt de mai multe tipuri (Ritmann, 1967):

- monogene simple – s-au format prin prăbușire în urma unei erupții explozive puternice; în categoria lor se includ: Caldera Bolsena, Caldera Tanger etc.;
- poligene – sunt rezultatul unei serii de erupții, care alături de caldeira mare generează și caldeire mai mici, periferice, care o festonează pe prima (de exemplu, Câmpiile Flegree de lângă Napoli);
- caldeire inelare – rezultă în urma unor faze succesive de erupții, care determină formarea de conuri în interiorul caldeirei; în jurul noului con se formează depresiuni inelare denumite atrio, după Atrio del Cavallo a Vulcanului Vezuviu, închise spre exterior de o creastă, numită somma (Somma Vezuviului);
- caldere în trepte – sunt rezultatul scufundării inegale în lungul unor linii de falii; eu au de obicei circulare.

Atunci când condițiile climatice permit în caldeire se formează rețele hidrografice convergente, care contribuie în continuare la modelarea și evoluția lor. De asemenea, în caldeire se formează lacuri.

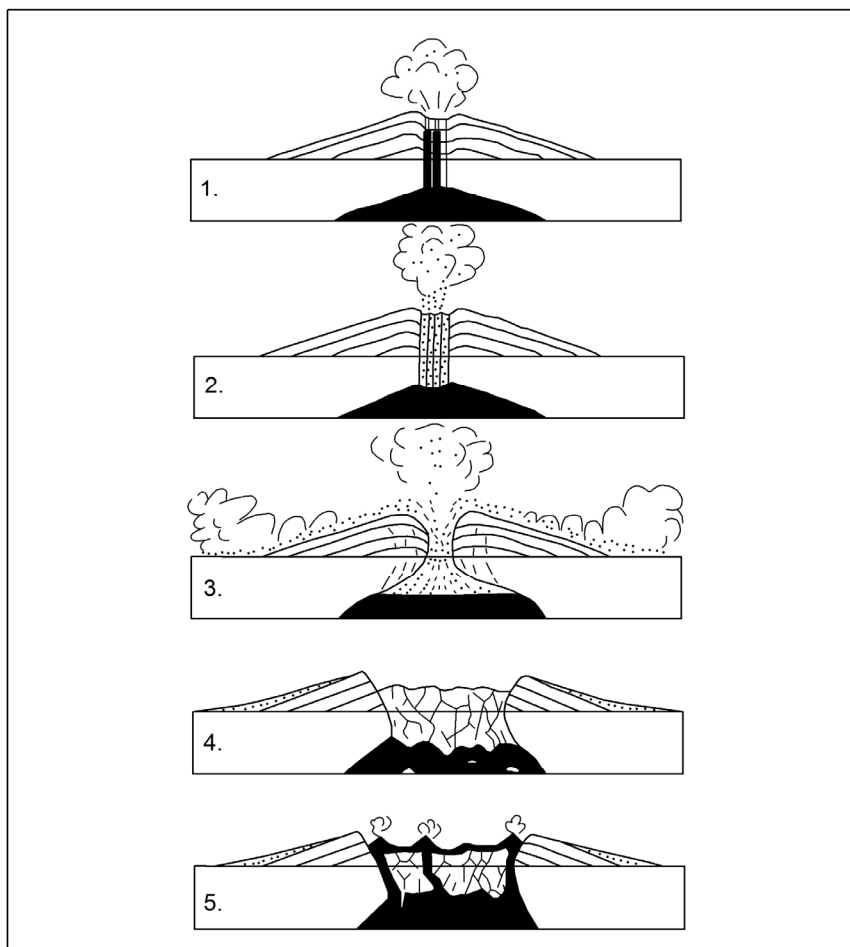


Fig. 7. 7. Stadiile succesive în dezvoltarea unei caldeire
(Williams, 1941, citat de Cotton, 1952, p. 304)

Platourile de lavă sunt alcătuite din lave bazice, scurse sub forma unor pânze și extinse pe suprafețe considerabile (de ordinul miilor de km²), în jurul conurilor și a centrelor de erupție. Grosimea lor depășește de obicei 2.000 m, ajungând uneori la valori de 5.000 în Islanda (Rădulescu, 1976). Lavele sunt compuse preponderent bazalturi și au ajuns la suprafața scoarței de-a lungul unor crăpături și fisuri extinse (Naum și Grigore, 1974).

O importanță deosebită o prezintă relieful existent anterior erupțiilor vulcanice, deoarece el va influența curgerea lavei și forma acumulării rezultate. Pe terenurile netede cuverturile bazaltice sunt dispuse tabular și acoperă suprafețe extinse.

Comparativ cu acestea, pe terenurile fragmentate inițial de văi se formează trepte denumite trappe, fiecareia corespunzându-i o pânză de lavă (Mac, 1996).

Formarea unui platou de lavă are loc într-un interval îndelungat, în curs de realizare fiind în prezent doar cel din Islanda. Cu toate acestea există numeroase platouri de lavă vechi, care atestă o activitate vulcanică intensă la scara timpului geologic. Dintre acestea se remarcă următoarele: Platoul Columbia-River, Platourile din Arabia și Etiopia, Platoul Patagoniei și Podișul Deccan (Naum și Grigore, 1974).

Modelarea platourilor de lavă are loc prin intermediul agenților geomorfologici externi, care pe măsură ce diminuează procesul de punere în loc a lavelor, intervin prin eroziune, transport și acumulare. Energia acestora se va consuma în funcție de duritatea rocii, de impermeabilitatea acesteia, de fisurile care străbat structurile, precum și de climat. Dintre agenții morfogenetici externi cel mai eficace în sculptarea platourilor de lavă este cel fluvial.

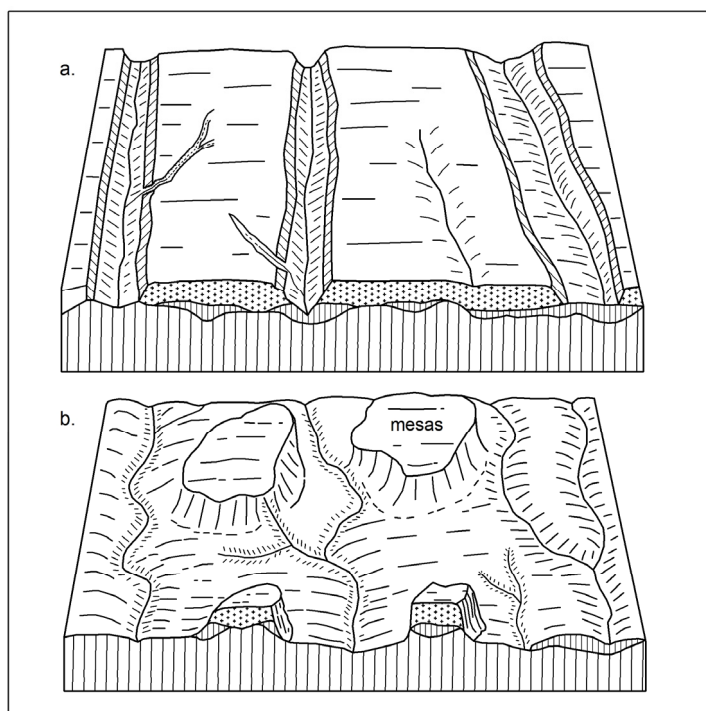


Fig. 7. 8. Evoluția reliefului într-un platou vulcanic; a. fragmentarea longitudinală; b. fragmentarea transversală, martori de eroziune (mesas) (Posea et. al., 1976, p. 368)

Apa provenită din precipitații se concentrează și se scurge de-a lungul fisurilor și diaclazelor, formate în urma procesului de solidificare a lavelor. Inițial se formează văi incipiente, care pe măsură ce se adâncesc primesc aspect de canion, între care rămân platouri extinse și netede (Mac, 1980a). Ulterior pe măsură ce văile se dezvoltă și mai mult atât pe orizontală, cât și pe verticală, ajung să intersecteze

depozitele mai friabile de la baza depozitelor de lavă, aspect care determină apariția izvoarelor de strat. Afluenții care se formează pe seama lor contribuie la subminarea stratelor de lavă, care împreună cu procesele de versant specifice, contribuie la retragerea marginilor platourilor de lavă. Suprafața acestora se reduce cu timpul, ajungând la stadiul de mesas, așa cum sunt ele denumite în Mexic. La rândul lor acestea sunt erodate în continuare primind aspect de martori erozivo-structurali, reprezentați de partea inferioară a unor neck-uri și dyke-uri. În acest stadiu se consideră că a avut loc distrugerea completă a fostelor platouri de lavă (fig. 7. 8).

Relieful platourilor de lavă, în stadii înaintate ale evoluției, va fi influențat de relieful existent anterior depunerilor de lavă. Dacă acesta a fost unul fluvial pe interfluvii depozitele vor fi mai subțiri, în timp ce în văi se vor localiza stive groase de roci vulcanice. După formarea platourilor de lavă rețeaua hidrografică care le va eroda va consuma mai rapid porțiunile mai subțiri, ajungând să se adâncească apoi în roci nevulcanice. Dacă acestea sunt mai friabile și de natură sedimentară râurile le vor fi eroda mai rapid, și se vor adânci, lăsând suspendate sectoarele dintre ele, alcătuite din roci vulcanice. Se vor forma și pe această cale inversiuni de relief, raportat la morfologia preexistentă formării platourilor de lavă.

Munții vulcanici sunt rezultatul activităților vulcanice, care afectează suprafețe extinse dispuse de-a lungul unor alinamente (Ollier și Pain, 2005). Ocupă și ei suprafețe extinse la suprafața Terrei, ca dovadă a faptului că fenomenele și procesele vulcanice și-au adus un aport considerabil la geneza reliefului planetei. În componența munților vulcanici există atât conuri cât și platouri vulcanice. Acestora li se adaugă formele de relief rezultate în urma evoluției: caldeire, văi fluviale, martori erozivo-structurali, piemonturi vulcanogen-sedimentare (de tipul celui format în partea vestică a Munților Căliman-Gurghiu-Harghita) etc.

Raportat la extensiune munții vulcanici pot fi: izolați (Muntele Ararat), sub formă de masive (Masivul Central Francez) sau lanțuri vulcanice (Munții Căliman-Gurghiu-Harghita, din cadrul Carpații Orientali, ca parte a sistemului vulcanic Vihorlat-Harghita).

Depresiunile tectono-vulcanice sunt arii negative formate prin prăbușirea acoperișului vetrei magmatice, în urma evacuării rapide prin erupție a magmei (Van Bemmelen, 1930). Fenomenul este favorizat și de prezența fracturilor care determină o lăsarare subsidentă a unei suprafețe întinse; în categoria lor se includ Lake Toba, din Indonezia, sau Depresiunea Rotorua-Taupo, din Noua Zeelandă.

Maarele se prezintă sub forma unor deschideri circulare, rezultate din erupțiile de gaze și exploziile freatice (Posea, 2001); acestea se formează în urma erupțiilor de tip maar. Ele se pot umple cu sfărâmături provenite din explozie sau din prăbușirea pereților. Aparatul este compus din canalul de străpungeră, denumit și diatrema, la care se adaugă craterul de explozie; el se menține sub nivelul suprafeței topografice și de obicei umplut cu apă (Mac, 1976).

Răspândirea vulcanilor pe Terra este cât se poate de neuniformă. Cu toate acestea vulcanii activi sau stinși, împreună cu tot ceea ce înseamnă relief vulcanic, dețin o pondere însemnată în alcătuirea scoarței terestre.

Existența lor este strâns legată de marginile active ale plăcilor litosferice, și anume de locurile unde are loc acreția și subducția lor (fig. 7. 9). Acestora li se adaugă cele aferente zonelor fierbinți cauzate de hot spot-urile provenite din mantaua inferioară. Caracteristici în acest sens sunt vulcanii din Arhipelagul Hawaii, din Oceanul Pacific.

Geneza vulcanilor, în zonele de acreție, are loc sub efectul curenților de convecție din astenosferă, care împing topiturile magmatice prin rifturile formate sub efectul deplasării divergente ale plăcilor. Pe această cale s-au format Insulele Tristan da Cunha și Islanda din Oceanul Atlantic, Insula Saint Paul din Oceanul Indian, precum și Insulele Paștelui din Oceanul Pacific; în această categorie se includ erupțiile din rifturile continentale (Mac, 1986).

La rândul lor, procesele de subducție determină și ele ascensiunea magmei spre suprafață. Rezultatul este formarea arcurilor insulare, alcătuite din vulcani de tip acumulativ (Carey, 1999), sub formă de conuri proeminente, cu valori ale pantei de peste 15 – 20°. Se evidențiază în acest sens următorii vulcani: Mont Ostry (din Kamceatka), Fuji-Yama (din Japonia) etc.

Vulcanii actuali se pot grupa în funcție de distribuția lor regională. Cele mai importante grupuri sunt următoarele: vulcanii din Oceanul Pacific, vulcanii din Oceanul Atlantic, vulcanii din zona Mării Mediterane, vulcanii din Africa de Est și din Orientul Apropiat.

Vulcanii din Oceanul Pacific sunt cei mai activi și mai numeroși raportat la suprafața pe care sunt distribuiți. Ei se împart în două categorii: vulcani continentali și din apropierea continentelor și vulcanii insulari.

- vulcanii continentali și din apropierea continentelor, din jurul Oceanului Pacific, compun ceea ce este cunoscut sub denumirea de Cercul de Foc al Pacificului. În alcătuirea lui intră vulcanii din Peninsula Kamceatka (vulcanii Klucevski și Bezmiannnâi), cei din Arhipelagul Japonez (unde se află Vulcanul Fujiyama), din Tawam, din Filipine (vulcanii Taal, Mayon, Bulusan, Hibokhibok etc.), din Noua Guinee, din Noua Zeelandă (Vulcanul Tarawera), din Insulele Aleutine, din Peninsula Alaska (Vulcanul Katmai), din Munții Stâncoși (vulcanii Rainier, St. Helens, Hood, Edziza etc.), din Podișul Mexicului (vulcanii Popocatepletl, Colima, Paricutin Orizaba El Chichon etc.), din Munții Anzi (vulcanii San Pedro, Nevada Ruiz, Cotopaxi Sangay, Chimborazo, Guallain, Llullaillaco, Ojos del Salado, Tupungato, Villarica, Maipo etc.) și din Peninsula Antarctica. Majoritatea vulcanilor s-au format ca urmare a procesului de subducție a plăcilor și microplăcilor aferente Oceanului Pacific.

- vulcanii insulari din Pacific îi cuprind pe cei din insulele vulcanice, din partea centrală a acestuia; în categoria lor se includ și cei submerși. Se remarcă în acest sens vulcanii din: Hawaii (vulcanii Mauna Loa, Mauna Kee, Kiluea, Kohala etc), Samoa, Tonga, Kermadec, Tahiti, Insula Paștelui, Galapagos, Juan Fernandez etc.

Vulcanii din Oceanul Atlantic își au geneza strâns legată de dinamica dorsalei din partea mediană a acestui ocean (vulcanii din Islanda, Jan Mayer, Azore (Vulcanul Capelinhos), Madeira, Ascension, Sfânta Elena, Tristan da Cunha (Vulcanul Enos), Gough etc.). La aceștia se adaugă vulcanii din partea estică a bazinului oceanic: vulcanii din Insulele Capului Verde, din Insulele Canare, din Irlanda, Scoția și Camerun).

Vulcanii din zona Mării Mediterane sunt: Etna, Vezuviu, Stromboli, Volcano, Santorini, Nisyos etc.; la aceștia se adaugă cei vecinătatea Mediteranei, formați în timpul orogenezei alpine.

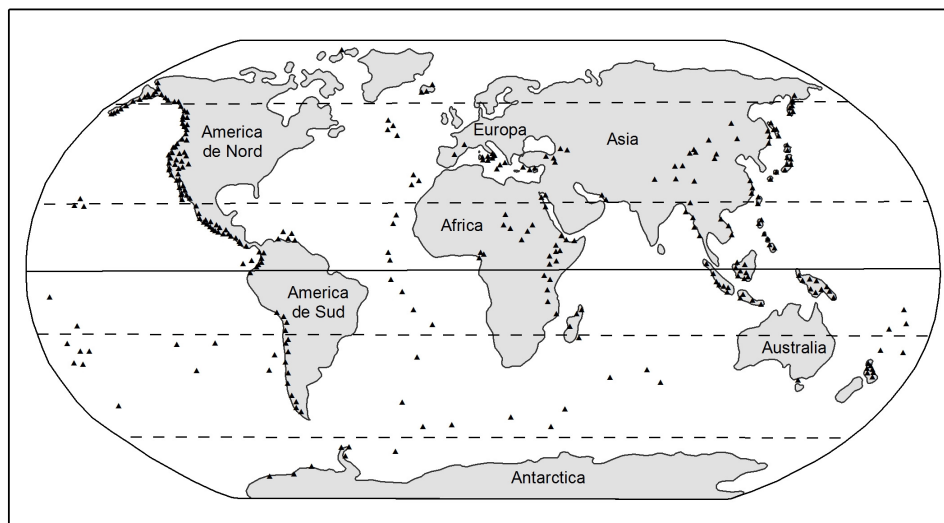


Fig. 7. 9. Răspândirea vulcanilor pe Terra (Roșian, 2017, p. 103)

Vulcanii din Africa de Est și din Orientul Apropiat sunt localizată în zona de rift din estul acestui continent și prelungirea acestuia în Asia Mică. Se remarcă munții vulcanici Kilimanjaro, Kenya, Meru, Nyragongo, Kieyo, Nyamuragira, Erta Ale, vulcanismul din Afar, Muntele Ararat etc.

La aceste grupări regionale se pot adăuga vulcanii din: Oceanul Indian (se remarcă vulcanii din insulele: Andaman, Nicobare, Sumatera, Krakatau, Jawa unde se află Vulcanul Merapi, Bali cu Vulcanul Batur, Sumawa cu Vulcanul Tambora, Sulawesi etc.), vulcanii din America Centrală (Izazu, Telica, Cerro Negro, San Cristobal, Izalco etc.) etc. (Achim, 2016).

Relieful pseudovulcanic se referă la formele de relief a căror geneză nu este legată de ascensiunea lavei. Cu toate acestea morfologia rezultată este asemănătoare cu cea formată în urma erupțiilor vulcanice propriu-zise. Din categoria reliefului pseudovulcanic fac parte vulcanii noroiși și craterele de impact meteoric.

Vulcanii noroiși au forma unor conuri de dimensiuni reduse, cu înălțime relativă de 2 – 3 m. Uneori astfel de înălțimi pot fi depășite, așa cum este în cazul vulcanilor

noroiși din Kazahstan sau a celor de la Pâclele Mari din Județul Buzău. Înălțimea conului, care se formează în urma unor erupții repetate, depinde de vâscozitatea materialului, alcătuit din gaze apă și argilă, ajuns la suprafață. În cazul conurilor extinse, cum sunt cele de la Pâclele Mari, pe suprafața lor se formează rigole și ravene, care evoluează destul de repede în lipsa vegetației consistente și a rocilor friabile din componența lor.

În același timp, ei pot să apară sub formă de excavații rotunde în care apa încărcată cu argilă bolborosește continuu sau intermitent. În această categorie se încadrează majoritatea vulcanilor noroiși din Depresiunea Transilvaniei. Activitatea lor este strâns legată de prezența zăcămintelor de gaz metan; acestea, împreună cu gazele care le însoțesc, fiind sub presiune antrenează în deplasarea lor spre suprafață ape de zăcămant și noroi sărat constituit din argile și marne.

Activitatea vulcanilor noroiși este de obicei intermitentă fiind mai intensă primăvara și în perioadele cu cantități însemnate de precipitații, căzute mai ales sub formă de ploaie (Roșian, 2020).

Conurile vulcanilor noroiși se pot forma izolat sau pot fi dispuse de-a lungul unor aliniamente de falii sau fracturi, care afectează structurile scoarței. De exemplu, majoritatea vulcanilor noroiși din sud-vestul Depresiunii Transilvaniei sunt strâns legați de fracturile care afectează structura situată între Aiud – Alba Iulia – Șeica Mare – Ghijasa de Sus (Ciupagea et al., 1970).

Alături de vulcanii noroiși din România se remarcă și cei din: Kazahstan, Azerbaidjan, Pakistan, Rusia, Indonezia, S.U.A. etc.

Craterele de impact meteoric se formează datorită impactului unor corpuri cerești (meteoriți) cu suprafața Terrei. Vitezele de impact depășesc de obicei 10 km/s, fapt care determină ca meteoritul să împrumute substratului energii deosebite (Rădoane, et al., 2000), prin generarea unei explozii. După impact, la suprafața terestră, corpurile implicate se transformă în vapori, în topituri, și se formează roci de impact, materialul nou format fiind distribuit radial (Rădoane, et al., 2000).

Transformările suferite de rocile existente pe suprafața terestră, datorită temperaturilor ridicate din timpul impactului, sugerează prezența proceselor de impact meteoric, chiar și la timp îndelungat după producere.

Dintre craterele de impact meteoric existente pe Terra, cel mai cunoscut este Meteor Crater (Barringer Crater) din Arizona (S.U.A.); el are diametrul de aproximativ 1.200 m și adâncimea de 170 m (Huddart și Stott, 2010). Alături de acesta se remarcă cele din: Canada (Sudbury, Manicouagan, Charlevoix, Montagnais, Saint Martin, Carswell, Clearwater West, Slate, Mistastin, Steen River, Presquile, Houghton, Deep Bay, Eagle Bute, Elbow, Gow, Nicholson etc.), S.U.A. (Chesapeake Bay, Beaverhead, Manson, Ames, Avak, Cloud Creek, Decaturville, Flynn Creek, Glover Bluff, Haviland, Santa Fe, Sierra Madera etc.), Rusia (Popigai, Puchezh Katunki, Kara, Kamensk, Logancha, Gusev, Yanisyarvi, Kaluga, Karla, Kursk, Mishina Gora etc.), Australia (Acraman, Tookoonooka, Yarrabubba, Strangways, Gosses Bluff, Amelia

Creek etc.), Brazilia (Araguainha, Riachao Ring, Serra de Cangalha, Vergao Dome, Vista Alegre etc.), Argentina (Rio Cuarto și Campo del Sielo), Suedia (Siljan, Dellen, Granby, Lokne, Mien și Tvaren), Ciad (Aoronga), Ghana (Bosumtwi și Gweni – Fada), Botswana (Kgagodi), Luizi (Congo), Libia (Oasis), Algeria (Tin Bider) etc. (Achim, 2016; wikipedia.List_of_impact_craters_on_Earth).

Comparativ cu celelalte planete din Sistemul Solar, la suprafața Terrei craterele sunt foarte puțin conservate și reduse ca număr. Au fost identificate aproximativ 200 de cratere, un număr considerat anormal de mic, dar explicabil însă datorită ratei mari de reciclare a litosferei (Rădoane, et al., 2000). Comparativ cu alte corpuri cerești, doar craterele de cel puțin 6 km diametru de pe Lună ajung la cifra de 20.000, cele de pe Marte la 21.493, iar cele de pe Mercur la 425 (Kazimirov et al., 1980, citat de Rădoane, et al., 2000). Situația de la nivelul suprafeței terestre, diferă substanțial de cea de la nivelul celorlalte corpuri cerești, deoarece suprafața acestora din urmă este în mare parte relictă, raportată la evenimente petrecute în urmă cu 3 – 4 miliarde de ani, în condițiile unei activități geologice foarte reduse; revenind la fizionomia suprafeței Terrei, ea este, cu puține excepții, terțiară și postterțiară (Rădoane, et al., 2000), ceea ce demonstrează că litosfera planetei este foarte activă sub aspectul dinamicii plăcilor litosferice.

După formare craterele de impact sunt supuse unei evoluții specifice determinate de formarea de lacuri și de eroziunea realizate de către agenții morfogenetici externi. Cu toate acestea ele se dovedesc rezistente la eroziune, fapt pus pe seama metamorfozării suferite de rocile din componența suprafeței terestre.

Concluzii. Atât erupțiile vulcanice cât și relieful creat de acestea, dincolo de importanța lor geologică sunt mărturii evidente ale dinamicii interne ale planetei. Cunoașterea relieful magmato-vulcanic care se generează în prezent, precum și a celui rezultat în urma proceselor efuzive din trecutul geologic servesc la reconstituirea evoluției scoarței terestre. În același timp prin intermediul acestor procese ajung la îndemâna omului importante substanțe minerale utile, care printr-o utilizare adecvată susțin progresul tehnologic și social. Nu trebuie uitate însă efectele erupțiilor vulcanice asupra infrastructurii antropice și pagubele aduse de acestea la nivelul societății din proximitatea vulcanilor activi.

Sub aspectul peisagistic și dinamic un vulcan, fie stins fie în plină activitate, este în măsură să ne ofere grandoarea fenomenelor care pot avea loc pe baza energiei de la interiorul scoarței terestre. Simpla observare a unui aparat vulcanic aduce în mintea privitorului numeroase semne de întrebare, dar în același timp oferă și răspunsuri obiective, despre evoluția suprafeței terestre, pe fondul manifestării, proceselor magmato-vulcanice.

CAPITOLUL 8

RELIEFUL STRUCTURAL

Structura geologică exprimă modul de așezare a stratelor, considerat atât ca rezultat al acumulării directe a depozitelor într-un mediu marin sau continental, cât și al dislocării lor sau a formării prin procese magmato-vulcanice (Coteș, 1971).

Disponerea stratelor, alături de litologie, reprezintă un factor important, care contribuie la geneza formelor de relief. Ea influențează eroziunea prin modul în care sunt dispuse stratele, prin raporturile dintre acestea și prin tipul de contact dintre ele (Josan et al., 1996).

În urma genezei majoritatea depozitelor geologice prezintă o structură specifică. Ea este frecvent întâlnită în cazul depozitelor metamorfice, este caracteristică celor sedimentare și mai puțin evidentă în cazul celor magmato-vulcanice.

Varietatea dispunerii depozitelor geologice (orizontal, înclinat, boltit, diapir, cutat, faliat, șariat etc.) se datorează sedimentării, îndoirilor, deformațiilor tangențiale și disjunctive, basculărilor tectonice etc. (Mac, 1996). Prin modul de aranjare, structurile geologice apar în câmpul agenților modelatori ca discontinuități.

Structura geologică, prin caracteristicile ei, va direcționa acțiunea agenților externi, determinând în cele din urmă crearea unor forme de relief distincte, atât la nivel de detaliu, cât și al reliefului de ansamblu (dispunerea interfluviilor, a văilor, a tipurilor de versanți etc.) (Ielenicz, 2005). Înseamnă că, formele de relief, al căror contur exterior s-a format prin intersectarea stratelor, alcătuiesc relieful structural.

Reliefarea structurii este legată atât de factori extrinseci (extensiunea spațială și gradul de fragmentare tectonică), cât și de factori de natură petrografică (structurile alcătuite din roci mai dure se modelează mai greu, dar se păstrează mai mult în timp; comparativ cu acestea cele compuse roci moi vor avea un relief mai uniform și monoton), climatică (determină modul de grupare a agenților exogeni și intensitatea modelării structurilor) etc. (Ielenicz, 2005). În același timp cu cât o structură este mai eterogenă sub aspectul alternanței stratelor cu durități diferite, cu atât se amplifică varietatea formelor de relief de detaliu (Mac, 1996).

Raportat la modul de dispunere a stratelor, relieful poate fi impus de structuri orizontale, monoclinale, boltite, diapire, cutate, faliat, șariate etc. (fig. 8. 1).

Ajungerea structurilor menționate în câmpul de lucru al agenților morfogenetici externi va determina evidențierea structurii. Rezultatul va fi apariția

unei game largi de forme de relief, care prin caracteristicile lor se consideră de natură structurală. Diferențele litologice dintre stratele ce compun structurile vor determina ca eroziunea să se manifeste selectiv. Pe această cale, orizonturile de rocă mai rezistente la eroziune vor rămâne în peisajul locurilor (Bierman și Montgomery, 2013), în timp ce stratele mai friabile vor fi îndepărtate de către procesele de eroziune. Contrastele morfologice și altitudinale specifice reliefului din teritorii divers structurate confirmă din plin cele menționate.

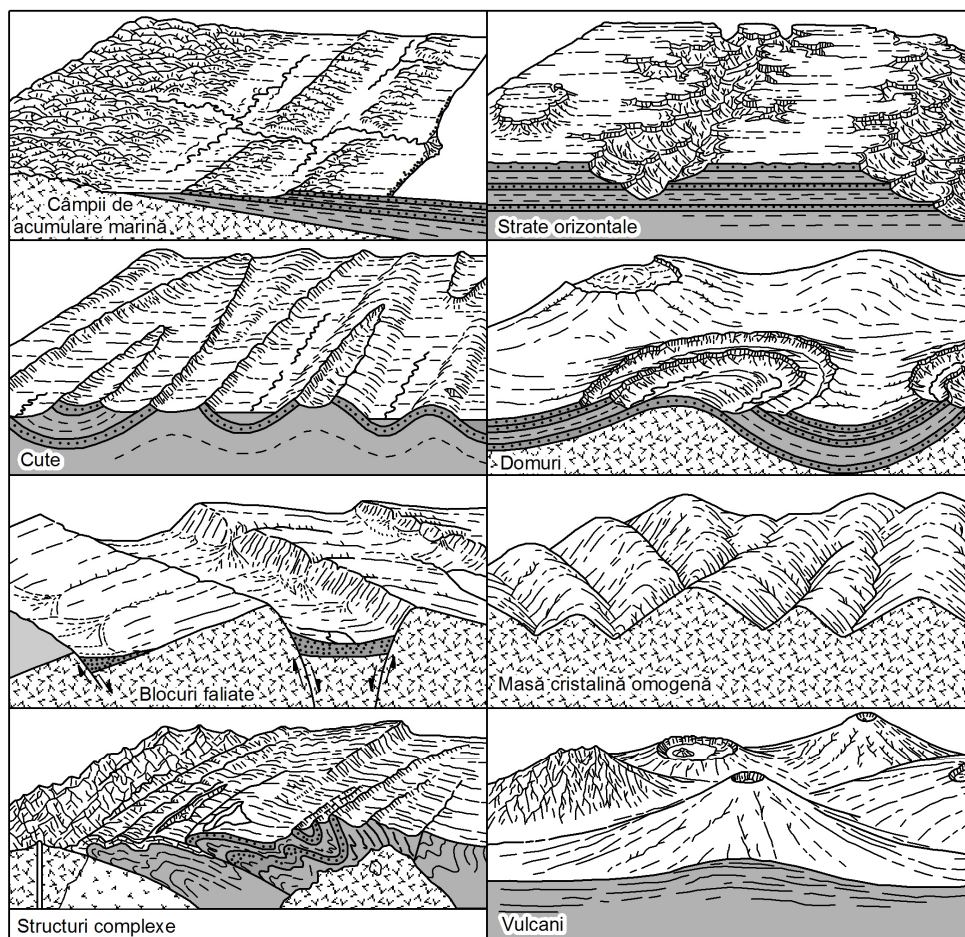


Fig. 8. 1. Tipuri de structuri (Strahler, 1973b, p. 509)

Cu cât acțiunea agenților morfogenetici externi este mai îndelungată, cu atât formele de relief create vor pune tot mai bine în evidență structura. Dispunerea morfologiei de detaliu și păstrarea ei depinde pe de o parte de grosimea stratelor, iar pe de alta de alternanța stratelor cu durități diferite etc.

8.1. RELIEFUL STRUCTURILOR ORIZONTALE

Structurile orizontale sau tabulare sunt acelea în care stratele geologice își păstrează forma rectilinie și așezarea paralelă în plan orizontal, raportat la suprafața de stratificare (Mac, 1980a). Ele sunt compuse din strate acclinale (declivitate sub 1°), dispuse unele peste altele, având rezistențe și grosimi diferite (Cioacă, 2006). Astfel de structuri sunt tipice părților centrale ale bazinelor de sedimentare. Raportat la deranjarea tectonică ele se consideră structuri primare.

Pentru formarea unui relief expresiv, pe structurile orizontale, ele trebuie să caracterizate de existența unei alternanțe de strate cu durități diferite. În lipsa unor strate alcătuite din roci diverse sub aspectul rezistenței la eroziune, relieful structurilor orizontale nu va fi expresiv. Dintre agenții externi, apa în stare lichidă, organizată sub formă de rețea hidrografică, este cea care evidențiază cel mai bine structurile orizontale (Roșian, 2017).

Cele mai tipice forme rezultate în urma modelării structurilor orizontale sunt reprezentate de: suprafețe structurale, văi adaptate la structură, terase structurale, brâne, polițe, martori structurali, abrupturi, cornișe, glacisuri etc. (fig. 8. 2) Sub aspect dimensional ele vor fi influențate de grosimea stratelor, de numărul alternanțelor de strate, de adâncimea pe care structurile sunt intersectate de văi. Nota definitorie a reliefului format pe structuri orizontale este reprezentată de simetria formelor.

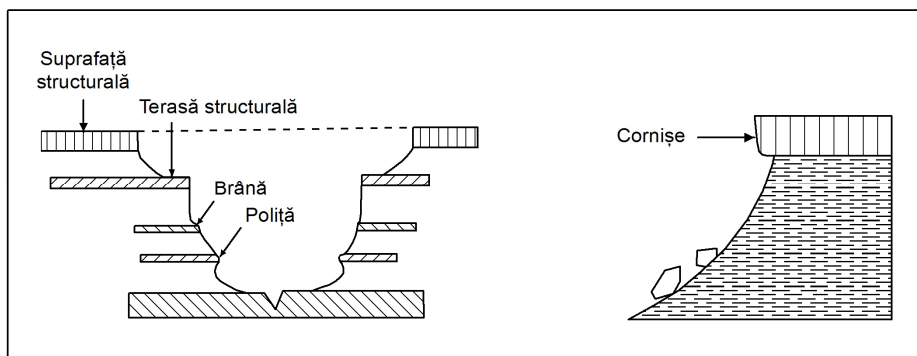


Fig. 8. 2. Forme de relief pe structurile orizontale (Posea et al., 1976, p. 315)

Suprafețele structurale reprezintă platouri relativ netede păstrate între văile care s-au adâncit în structurile tabulare. Declivitatea lor nu depășește $1^\circ - 2^\circ$, decât excepțional. Ele pot fi primare, atunci când reprezintă stratele mai dure care închid seria sedimentară a coloanei stratigrafice, sau derivate (Mac, 1980a), când sunt formate pe un strat mai dur din adâncime, după ce anterior eroziunea a îndepărtat o parte din stratele, mai friabile, de la partea superioară. Există și situația în care partea centrală a suprafeței structurale, mai bine conservată, să fie de natură primară, în timp ce

periferiile ei să reprezinte suprafețe de eroziune (Josan et al., 1996), de tip derivat. Comparativ cu suprafețele primare, cele derivate vor fi mai fragmentate, dispuse în trepte și ușor vâlvurite în profil transversal. Sub aspect altitudinal, suprafețele structurale pot fi câmpii (Bărăganul și alte sectoare tabulare din Câmpia Română), șesuri (în depresiunile intramontane), podișuri (Dobrogea de Sud) sau platouri (Colorado) etc. Ele pot fi considerate stadii de evoluție a reliefului format pe structuri tabulare.

În faza ascendentă a evoluției, când are loc trecerea de la câmpie la platouri, râurile se adâncesc și își dezvoltă văi în detrimentul suprafeței inițiale. Aceasta ajunge să fie fragmentată sub forma unor platouri interfluviale, cu versanți abrupti, separate de văi. Cu timpul, dacă eroziunea laterală a râurilor se menține și are loc diversificarea rețelei hidrografice, la care se adaugă și retragerea versanților, prin procese specifice, suprafața interfluviilor existente, denumite mesas, se va reduce, ele căpătând aspectul unor martori structurali de tip butte (platou foarte mic) (Huggett, 2017). Degradarea prin eroziune a acestui microplatou îl poate transforma într-un martor erozivo-structural, cu partea superioară zimțată sau rotunjită.

Văile în structuri orizontale se remarcă prin prezența unor versanți cu profil mixt, în care apar diverse forme de relief de detaliu, dintre care se remarcă: terase structurale (reprezintă suprafețe de formă alungită, mărginite de taluzuri înclinate), polițe structurale (se formează când sub treapta structurală există o surplombă), brâne structurale (sunt puse în evidență de un strat mai dur, dar pe o secțiune restrânsă) și cornișe (se prezintă sub forma unor fronturi proeminente, menținute de strate dure de grosimi de ordinul sutelor de metri) (Mac, 1980a; Ielenicz, 2005).

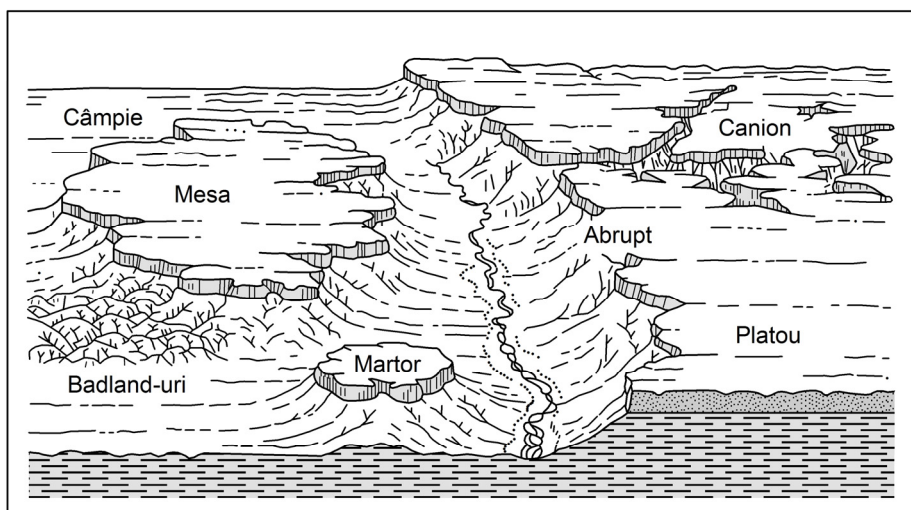


Fig. 8. 3. Evoluția reliefului pe structură orizontală (Strahler, 1973b, p. 515)

Existența unor strate mai puțin rezistente la eroziune, la baza cornișelor structurale, determină subminarea și retragerea lor, dacă sunt afectate de eroziune.

Formarea unor torenți conduce la fragmentarea frontului inițial, din care rămân doar martori structuralo-erozivi (fig. 8. 3). Aceștia sunt mărginiți de taluzuri concave de tip glacis, cu atât mai dezvoltate, cu cât pachetul de strate mai moi de la bază este mai gros.

Structuri orizontale, alcătuite dintr-o alternanță de strate, cu durități diferite, sunt evidențiate și de către morfologia albiilor. În situația în care sunt sculptate în pachete de roci mai puțin rezistente la eroziune vor fi largi, în timp ce la traversarea unor roci mai dure albiile se vor îngusta.

O formă de relief specifică structurilor orizontale este **canionul**. Acesta reprezintă o vale adâncită uneori cu peste 1.000 m în rocile sedimentare, cu versanți abrupti, care au frecvente rupturi de pantă. De exemplu, în cazul Marelui Canion al fluviului Colorado, din Arizona (SUA), datorită traseului sinuos, la coturi apar martori de eroziune, iar la confluențele cu afluenții creste de intersecție. Versanții Marelui Canion prezintă numeroase trepte și abrupturi rezultate din modelarea intercalațiilor de gresii, calcare, șisturi argiloase depuse în grosimi variabile, repetate pe zeci și sute de metri (Ielenicz, 2005).

Pornind de la particularitățile regionale ale teritoriilor caracterizate de forme de relief rezultate prin participarea structurii orizontale, au fost individualizate următoarele tipuri: *Colorado* (este caracterizat de platouri netede, în care s-a adâncit fluviul Colorado și afluenții săi, pentru a forma canioane cu adâncimi de până la 1500-1800 m; versanții acestora prezintă numeroase forme de relief de detaliu, de tipul treptelor, abrupturilor, coloanelor etc., dezvoltate prin eroziunea selectivă a stratelor în componența cărora intră gresii, calcare, șisturi argiloase dispuse alternant și repetitiv), *Hamada* (este reprezentativ pentru Sahara, dar și pentru alte teritorii aride, unde platourile supuse unor procese intense de dezagregare prezintă margini abrupte, sunt înconjurată de acumulări de blocuri) etc. (Posea et al., 1976; Rădoane et al., 2000).

8.2. RELIEFUL STRUCTURILOR MONOCLINALE

Structurile monoclinale sunt alcătuite din strate care înclină în aceeași direcție cu câteva grade (2° – 10°), pe suprafețe de ordinul sutelor și miilor de kilometri pătrați; în cazul excepționale înclinarea stratelor poate să meargă până la verticală. Dispunerea înclinată poate fi atât rezultatul modului de sedimentare, cât și al mișcărilor tectonice ulterioare, care au deranjat depozitele depuse inițial orizontal.

Desfășurarea eroziunii pe o structură monoclinală generează forme structurale diverse. Implicarea și altor variabile, cum ar fi litologia și condițiile climatice, determină varietatea tipologiei formelor de relief structural.

Înclinarea stratelor este cea care dă nota de specificitate a reliefului format pe aceste structuri, și anume asimetria. De exemplu, versanții văilor care se desfășoară conform cu înclinarea stratelor vor fi mai dezvoltati și vor avea o înclinare

aproximativ egală cu a acestora, în timp ce versanții orientați invers înclinării depozitelor vor fi mai scurți și mai înclinați (Josan et al., 1996).

Evidențierea morfologică a unei astfel de structuri are loc cel mai eficient prin intermediul rețelei hidrografice, care acționează atât în adâncime, cât și în lateral. La început se formează o rețea hidrografică consecventă, a cărei afluenți adaptați structurii și litologiei, erodează capetele de strate tocmai în sectoarele de minimă rezistență (Mac, 1980a), reprezentate de contactul dintre stratele dure și cele moi. Afluenții, raportat la poziția lor față de înclinarea stratelor, formează văi subsecvente. Și în acest caz, un rol important îl are prezența unei alternanțe a stratelor alcătuite din roci mai dure (gresii, tufuri etc.) cu cele alcătuite din roci mai friabile (argile, marne, nisipuri etc). Eficacitatea modelării fluviale este strâns legată de valoarea ridicării teritoriului peste nivelul de bază, precum și de grosimea semnificativă a structurii monoclinale.

Cele mai reprezentative forme de relief rezultate în urma modelării prin intermediul rețelei hidrografice, a structurilor monoclinale, sunt văile și cusele. Alături de acestea se întâlnesc și forme de detaliu de tipul teraselor structurale, polițelor, taluzurilor, martorilor structurali etc.

Văile formate în depozite dispuse monoclinale se clasifică în funcție de poziția pe care o au față de înclinarea stratelor. Se disting în acest sens: văi consecvente, obsecvente, subsecvente, resecvente și diasecvente (fig. 8. 4).

Văile consecvente au direcția de curgere a râurilor conform cu înclinarea stratelor; se mai numesc și văi cataclinale. Acestea sunt printre primele văi care se formează pe structura monoclinale, după exondarea și înălțarea teritoriilor respective. Deoarece sunt văi adâncite în strate cu durități diferite, vor primi aspect de cheie sau clisură, atunci când fragmentează fronturi de cuestă (fig. 8. 5) și de uluc depresionar, cu afluenți subsecvenți, între aliniamentele de cueste (Mac, 1980a).

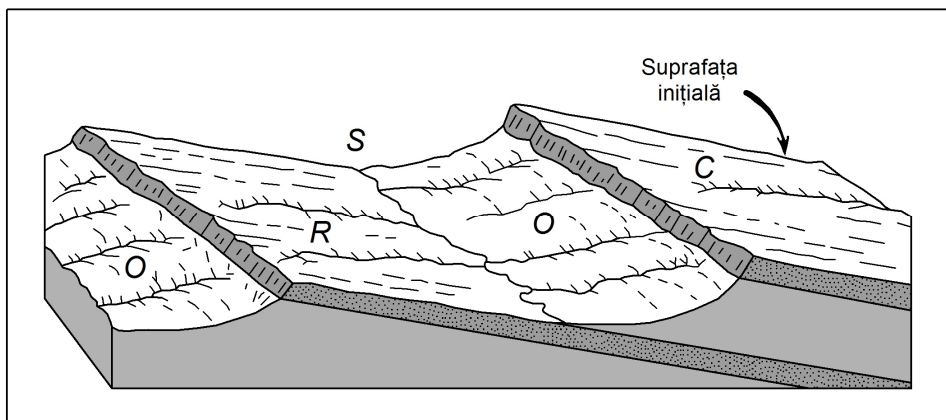


Fig. 8. 4. Tipuri de văi în funcție de structură; C - vale consecventă; S – vale subsecventă; O – vale obsecventă; R – vale resecventă (Strahler, 1973b, p. 511)

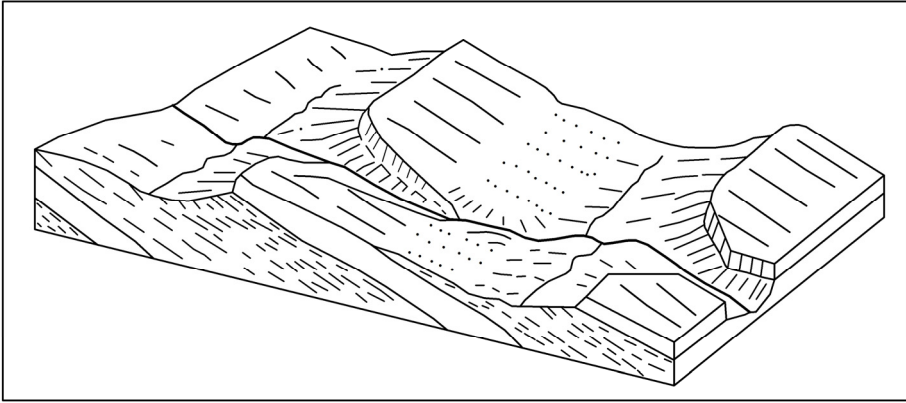


Fig. 8. 5. Văi consecvente primare (Mac, 1980a, p. 68)

Văi obsecvente au direcția de curgere a râurilor contrar înclinării stratelor (fig. 8. 4); mai sunt numite și văi anaclinale. Ele sunt specifice versanților abrupti, de tip front de cuestă. Din acest motiv văile sunt scurte, cu valori ale pantei albiei în general de peste 7° și cu un caracter torențial al scurgerii. Dacă ele nu intersectează orizonturi sau depozite acvifere caracterul scurgerii rămâne nepermanent, fiind întreținut doar de apa provenită din precipitații. Profilul longitudinal al văilor obsecvente este unul cu rupturi de pantă, întreținute de stratele cu durități diferite, în care sunt grefate (Naum și Grigore, 1974). Prin dezvoltarea lor contribuie la fragmentarea fronturilor de cuestă. Prezența unor strate mai dure determină ca ele să primească rol de nivele de bază local, în spatele lor formându-se bazine suspendate. Văile obsecvente sunt drenate de afluenți ale văilor subsecvente.

Văi subsecvente sunt rezultatul menținerii cursului unui râu perpendicular pe direcția de înclinare a stratelor (sunt denumite și văi ortoclinale). Ele sunt cele mai tipice văi formate pe structuri monoclinale, reprezentând oarecum opusul negativ al cuestelor, la baza cărora se dezvoltă (Posea et al., 1976). Modul de formare a lor, raportat la înclinarea depozitelor geologice, determină că văile să fie asimetrice. Această caracteristică este dată prezența fronturilor de cuestă abrupte, pe unul dintre versanți, și a reversurilor de cuestă, mai puțin înclinate, pe celălalt versant (Fig. 8. 4). Sub aspect evolutiv tendința văilor subsecvente este de lărgire prin abatere laterală. În evoluția rețelei hidrografice dintr-un teritoriu, aceste văi reprezintă afluenții celor consecvente. Prin dezvoltarea lor aceste văi sunt cele care evidențiază cuestele.

Dezvoltarea semnificativă în lateral, a văilor subsecvente, conduce la formarea unor culoare de vale cu aspect depresionar. Pentru indicarea lor se utilizează și termenul de **depresiune subsecventă**. În categoria acestora se includ unele culoare de vale din Depresiunea Transilvaniei: Culoarul Oltului în Depresiunea Făgăraș, Culoarul Arieșului, Culoarul Mureșului, Culoarul Almașului și Agrijului etc.

Văile resecvente înclină și ele în aceeași direcție cu strate, dar prin dezvoltarea lor redusă, care se limitează doar la un revers de cuestă (fig. 8. 4), alcătuiesc o categorie distinctă. Este vorba de văi scurte, cu valori ale pantei albiei de 2-5°, care se vărsă obligatoriu într-o vale subsecventă (Naum și Grigore, 1974).

Văile diasecvente sunt cele au un curs în diagonală față de direcția înclinării stratelor (Cioacă, 2006).

Cuesta reprezintă o formă de relief asimetrică delimitată de două văi subsecvente. Ea este alcătuită dintr-un versant abrupt, denumit fruntea cuestei, și unul ușor înclinat, reprezentat de către reversul cuestei. Linia care unește frontul cu reversul poartă denumirea de muchie (fig. 8. 6). Prin faptul că este strâns legată de înclinarea stratelor, cuesta ca formă de relief este foarte răspândită, fiind prezența și în cazul altor structuri: boltite, diapire, cutate, faliate, discordante etc.

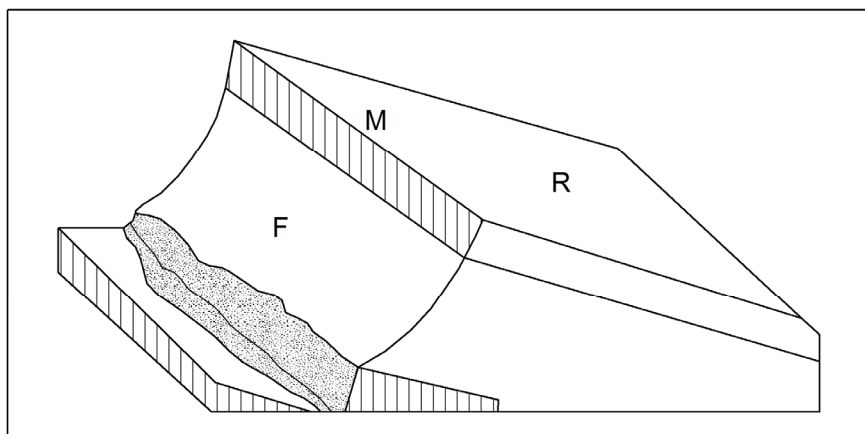


Fig. 8. 6. Elementele cuestei; F – front; R – revers; M - muchie (Mac, 1980a, p. 67)

Fruntea cuestei este menținută de capetele stratelor înclinate; ea este orientată spre râul care efectuează eroziunea. Când la partea superioară este prezent un strat mai dur sub muchie se formează o *cornișă*. Dacă fruntea este masivă și se întinde unitar pe distanțe de ordinul kilometrilor se numește *front de cuestă*. Evoluția acestuia este influențată de eroziunea laterală efectuată de râurile subsecvente, precum și de procesele de versant, favorizate atât de o litologie alcătuită din roci cu duritate diferite, cât și de valori ale declivității de peste 15°. În categoria proceselor de versant se remarcă alunecări de teren, surpări, rostogoliri, procese de ravenare, scurgere torențială etc. (Roșian, 2017). În profil transversal frontul de cuestă este concav, fiind orientat invers direcției de înclinare a stratelor. Frontul de cuestă poate fi simplu sau etajat. De exemplu, frontul de cuestă de pe partea stângă a Culoarului Căpușului, din Depresiunea Transilvaniei, este etajat, datorită prezenței celor două orizonturi de calcare groasieră eocene, la care se adaugă orizontul cu *Numulites perforatus* și orizonturile de gresii calcaroase (Posea, 1963). Existența acestor orizonturi dure,

dispuse în alternanță cu strate mai moi, a determinat apariția a trei șiruri de fronturi de cuestă (fig. 8. 7): superior, mediu și inferior (Posea, 1963). Frontul de cuestă etajat se menține și după confluența Căpușului cu Someșul Mic (fig. 8. 8).

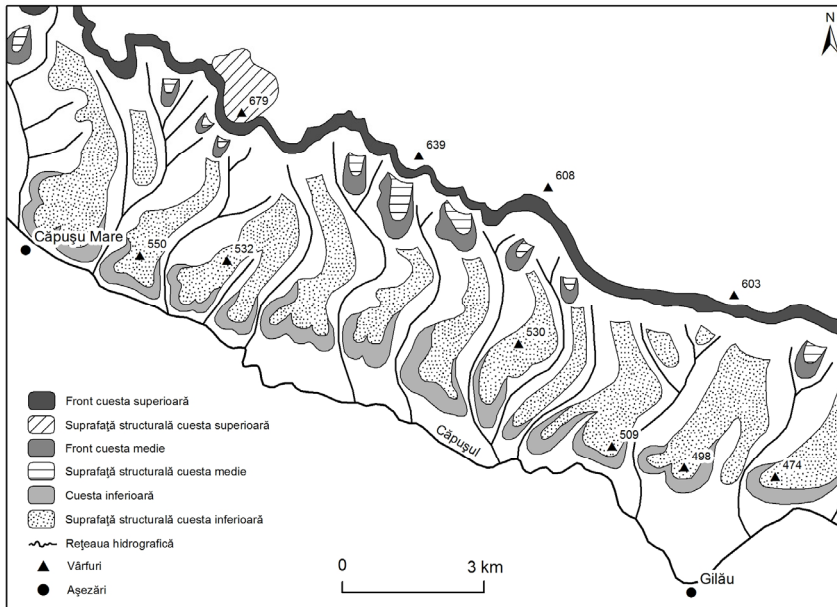


Fig. 8. 7. Relieful de cuestă de pe versantul stâng al Căpușului (prelucrare după Posea, 1963, p. 3)

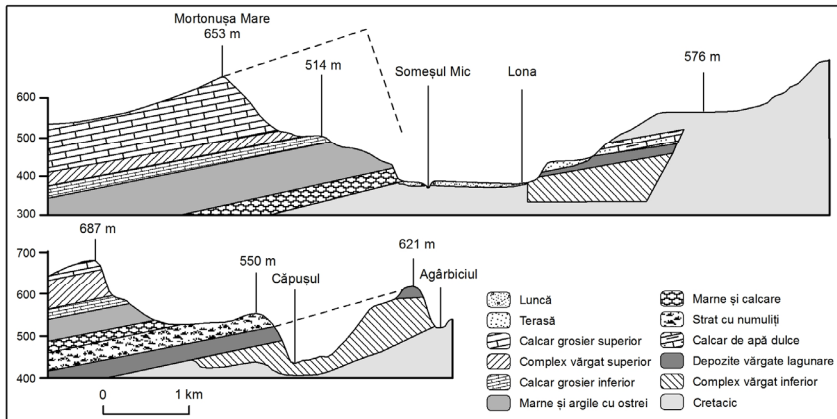


Fig. 8. 8. Profile transversale prin văile Someșul Mic și Căpuș (prelucrare după Posea, 1963, p. 1)

Reversul cuestei are aspectul unei suprafețe uniform înclinată, în direcția în care înclină stratele. Poate să coincidă cu suprafața structurală primară sau să fie o suprafața structurală derivată formată prin eroziune. Reversul cuestei este fragmentat

atât de văile consecvente, cât și de cele resecvente. Linia care unește reversul cu fruntea cuestei se numește muchie. Când înclinarea reversului ajunge la valori de 25 – 30° sau chiar mai mult (60°), împreună cu frontul cuestei alcătuiesc o formă de relief, care se numește *hogback* (Naum și Grigore, 1974). El reprezintă o cuestă deosebită, păstrată sub forma unui interfluviu asimetric. Forma ei este dată de înclinarea mare a stratelor, ceea ce face ca atât suprafața structurală, cât și cea care retează stratele să prezinte valori apropiate ale pantelor.

Mărimea elementelor din componența unei cueste este influențată de adâncimea relativă a văilor, de gradul de înclinare a stratelor, precum și de duritatea rocilor din componența lor.

Cuestele pot fi clasificate după mai multe criterii, dintre care se remarcă următoarele: după modul de grupare ele pot fi distanțate și apropiate (diferența este dată de valoarea înclinării stratelor; cu cât aceasta este mai redusă cu atât cuestele vor fi mai distanțate) (fig. 8. 9), după forma în profil transversal (simple, în trepte și dedublate), după conturul frontului (rectilinii, în arc și festonate), după continuitatea frontului (continui, discontinui, izolate), după altitudinea relativă a frunții (cueste mici, medii și masive) etc. (Posea et al., 1976).

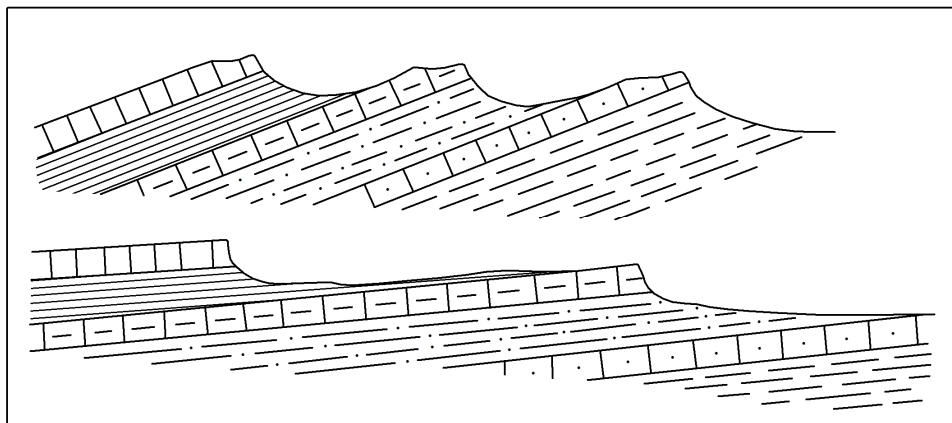


Fig. 8. 9. Influența înclinării stratelor asupra distanțelor dintre cueste (Naum și Grigore, 1974, p. 302)

Sub aspect regional cele mai specifice relieuri condiționate de adaptarea rețelei hidrografice la structura monoclinală se întâlnesc în: Bazinul Lorenei (cuestele au fronturi arcuite, cu convexitatea spre exterior, determinate de structura geologică de cuvetă și înclinarea redusă a stratelor), în câmpia engleză situată la sud de Yorkshire (relieful se prezintă sub forma unei succesiuni cueste, platouri și depresiuni subsecvente), Bazinul Suabiei (cueste bine dezvoltate cu aspect montan – Jura Suabă -, menținute pe seama unor pachete groase de calcare jurasice și greii triasice), Regiunea Champagne, Podișul Moldovenesc, Câmpia Transilvaniei, Podișul Târnavelor etc.

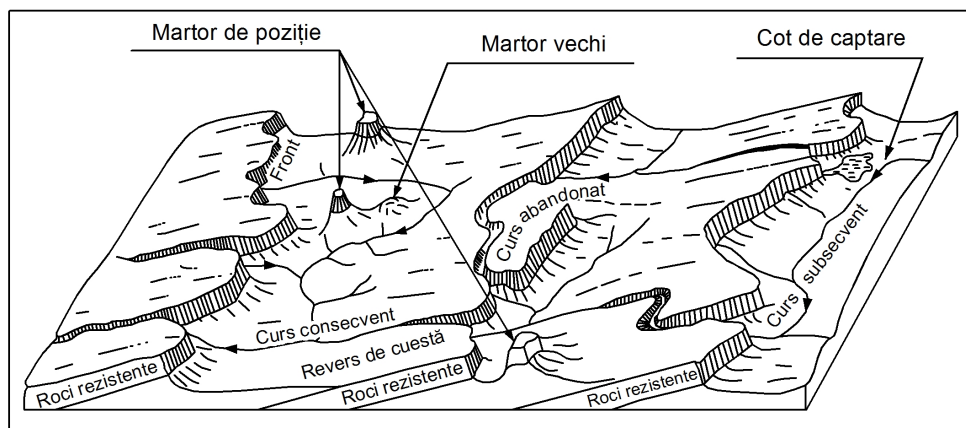


Fig. 8. 10. Relief pe structură monoclinală (Mac, 1996, p. 87)

În concluzie, prezența unei structuri monoclinale va determina geneza unor forme de relief complexe (fig. 8. 10), caracterizate de faptul că toate suprafețele, din componența lor, care înclină în același sens cu stratele vor avea valori reduse ale pantei. Comparativ cu acestea, cele care înclină contrar vor prezenta valori mari ale declivității. În aceste condiții, locul simetriei din cazul structurilor orizontale este luat de asimetrie.

8.3. RELIEFUL STRUCTURILOR BOLTITE

Structurile boltite sau ondulate sunt caracteristice bazinelor sedimentare, care ulterior au fost afectate de mișcări tectonice, ce au determinat boltirea sub formă de dom sau brahianticlinale a stratelor. În categoria lor nu se includ domurile și brahianticlinalele generate de diapirism; ele vor fi abordate în subcapitolul următor.

Asemenea structuri se întâlnesc în nordul Franței (Bazinul Parizian), în sud-estul Franței (Domurile Vaunage și Ledigman) sudul Angliei (Domul Weald) etc. De obicei ele sunt evidențiate de către rețeaua hidrografică, care se adaptează la început flancurilor domului, pentru ca ulterior, valorificând neuniformitățile litologice existente să ajungă în partea centrală a acestuia și să-l străpungă (fig. 8. 11) (Roșian, 2017).

În urma unei astfel de modelări se formează o gamă largă de **forme de relief**, dintre care se disting următoarele: culmi sub formă de domuri, cueste, suprafețe structurale, butoniere și martori de eroziune.

Culmile sub formă de domuri sau brahianticlinale sunt formele primare neafectate de eroziune. De obicei morfologia lor păstrează, pe cât posibil, forma inițială a boltirii primare. Evidente sunt în acest sens: Colinele Negre (Black Hills) din S.U.A. și Domul Weald din Anglia de Sud (Strahler, 1973b).

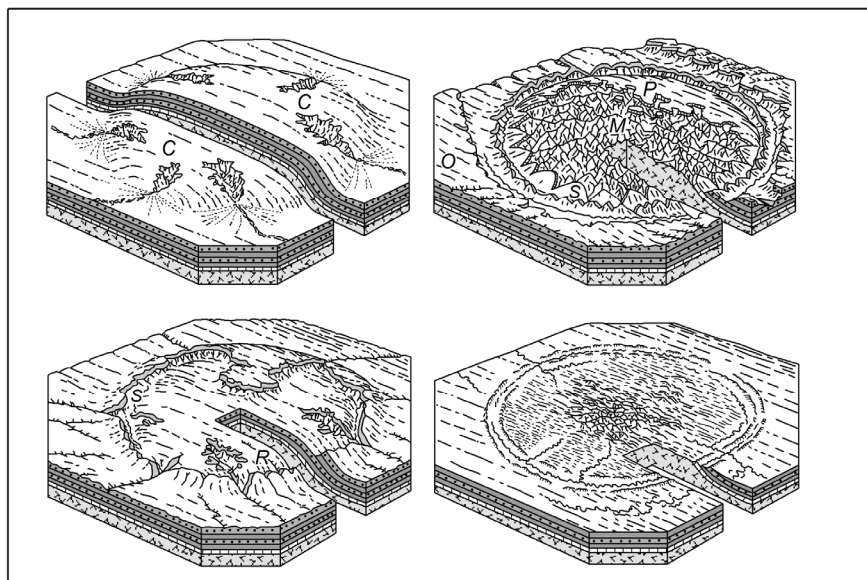


Fig. 8. 11. Stadii în evoluția unui dom; C – vale consecventă; S – vale subsecventă; P – platou în centrul domului; M – munți din roci cristaline; O - strate horizontale în jurul domului; R – vale resecventă (Strahler, 1973b, p. 523)

Cuestele au în majoritatea cazurilor o formă circulară, dată de orientarea frontului spre interiorul structurii. Ele sunt rezultatul adaptării rețele hidrografice la structură (fig. 8. 12).

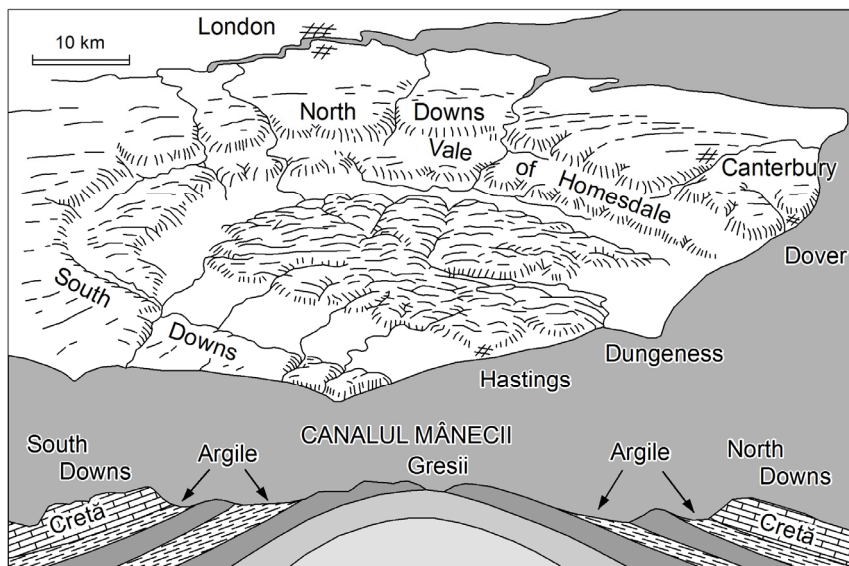


Fig. 8. 12. Domul Weald din sud-estul Angliei (Lobeck, 1939, citat de Strahler, 1973b, p. 522)

Suprafețe structurale înclină periferic și sunt strâns legate de prezența cuestelor. Acestea pot fi primare, situația în care reprezintă flancurile domului, sau derivate ca rezultat al modelării prin intermediul rețelei hidrografice și a proceselor de versant.

Butonierele sunt rezultatul golirii complete, prin eroziune, a părții centrale a domurilor (fig. 8. 13). Un rol important în geneza lor îl deține rețeaua hidrografică, care prin adaptare la structură generează în partea centrală a structurii o excavație înconjurată de cueste circulare (Mac, 1980a).

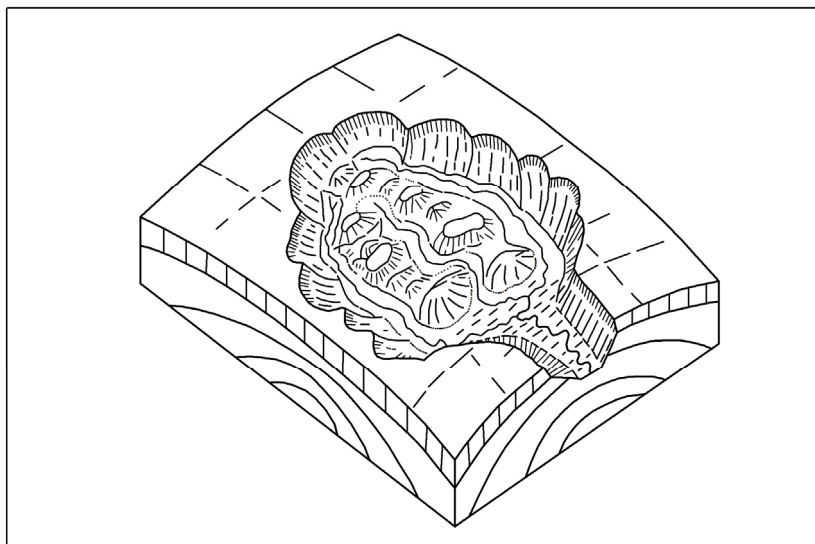


Fig. 8. 13. Butonieră (Posea et al., 1976, p. 326)

La începutul modelării se formează butoniere incipiente, care în general corespund cu sectoarele de obârșie a văilor, de unde și denumirea de butoniere de obârșie; acestea se formează prin înaintarea regresivă a torenților în flancul domului (Roșian, 2017). Ulterior, prin continuarea eroziunii are loc golirea domului, retragerea cuestelor și formarea în partea centrală a acestuia a unei depresiuni – butoniera (fig. 8. 14). În cuprinsul acesteia se pot păstra **martori de eroziune**, pe stratele alcătuite din roci mai dure (Naum și Grigore, 1974).

Butonierele pot fi deschise într-o singură parte (butoniera de la Leghia și Bica, din Podișul Someșan) sau în două direcții, cum este cea de la Jibou (Posea et al., 1976; Mac, 1980a).

Există și cazuri în care nucleul structurii de tip dom este alcătuit din roci mai dure (de obicei vulcanice), comparativ cu sedimentarul de la partea superioară. În asemenea împrejurări, eroziunea poate degaja nucleul mai dur de sedimente, iar periferic lui, în partea centrală a domului să rămână două butoniere simple, drenate fiecare de câte o vale subsecventă; evidentă este în acest sens butoniera Pays de Bray din Normandia și

butoniera de la Moigrad (Mac, 1980a). Dacă ondulațiile stratelor sunt de tip branhianticlinale se formează butoniere alungite pe zeci de kilometri, așa cum este în cazul aceleiași structură boltită din Normandia în care s-a format butoniera Pays de Bray.

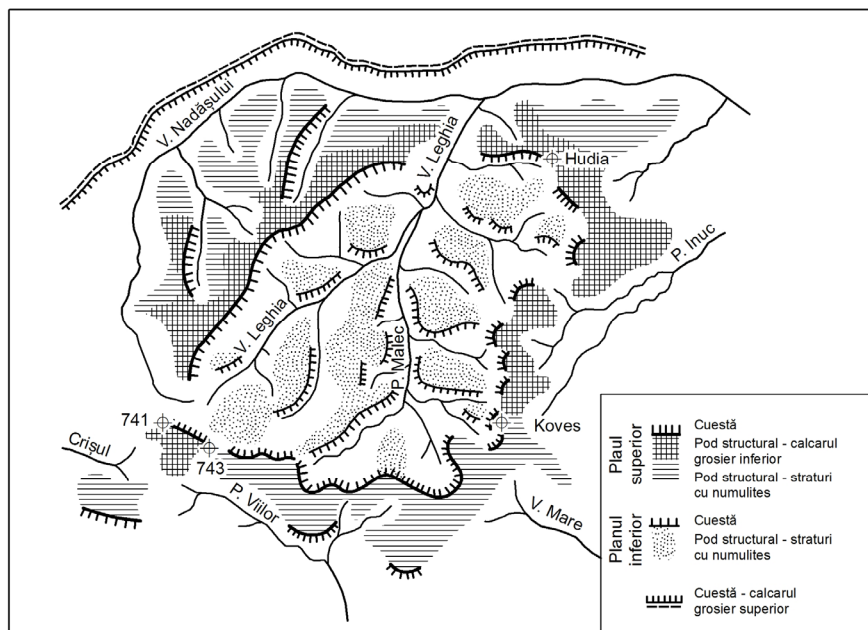


Fig. 8. 14. 5. Harta morfostructurală a Butonierei Leghia (Berindei, 1958, citat de Savu, 1963, p. 59)

Urmărirea genezei formelor de relief specifice atestă că modul cel mai tipic de evoluție structurală se leagă de golirea părții centrale a domului, prin intermediul rețelei hidrografice. În urma acestui proces se va forma o excavație cu aspect depresionar, care raportat la structură este o inversiune de relief (Posea et al., 1976). Spre exterior ea este delimitată de un front de cuestă circular, care se întrerupe la ieșirea râului din depresiune, prin intermediul unui sector de vale îngust de tip clisură. Morfologia din partea centrală a structurii este caracterizată de prezența martorilor de eroziune menținuți pe roci mai dure.

8.4. RELIEFUL STRUCTURILOR DIAPIRE

Termenul diapir provine din grecescul *diapirein*, care înseamnă a străpunge. El a fost introdus în literatura de specialitate de către Mrazec (1906, citat de Pauliuc și Dinu, 1985), pentru a defini cutele prevăzute în nucleu cu sâmbure de străpungere. Conform definiției propuse, cutele diapire sunt structuri anticlinale, cu nucleul format din roci plastice (sare, ghips, argile, roci magmatice etc.), care străpung stratele acoperitoare.

Diapirismul reprezintă procesul geologic, prin intermediul căruia materialele situate inițial la nivele mai adânci în scoarță au străpuns sau par a fi străpuns roci situate

la adâncimi mai mici (Pauliuc și Dinu, 1985). Cu toate că în trecut la diapirism erau incluse și intruziunile magmatice, la care punerea în loc a nucleului se realizează la temperaturi înalte, prin asimilare magmatică și prin injecție sub presiune, în prezent sunt considerate doar procesele de injecție în stare solidă a unor roci sedimentare, magmatice sau metamorfice (sare gemă, ghips, argile, serpentinite etc.) (Pauliuc și Dinu, 1985).

Elementele structurilor diapire sunt: sâmburele, complexul din acoperiș sau de boltă, flancurile și complexul din culcuș (fig. 8. 15) (Pauliuc și Dinu, 1985).

Sâmburele, cunoscut și sub denumirea de nucleul structurilor diapire, este alcătuit din roci relativ plastice. Când sunt constituite dintr-un singur tip de rocă, de exemplu sare gemă, nucleele se consideră omogene. După autorii citați, în situația în care au în componență mai multe tipuri de roci, dispuse amestecat, (sare gemă, ghips, blocuri de calcare sau de serpentinite), se consideră eterogene.

Cele mai multe structuri diapire au nuclee alcătuite din evaporite (sare, ghips, anhidrit etc.), dar există și excepții. De exemplu, se întâlnesc și nuclee constituite din turbă, cărbuni, sau chiar gheață pleistocenă, care străpung depozite sedimentare deltaice, așa cum se întâmplă în delta fluviului Mackenzie (Pauliuc și Dinu, 1985). Comparativ cu rocile structurilor înconjurătoare, nucleele structurilor diapire au o densitate mai scăzută și o plasticitate mai mare.

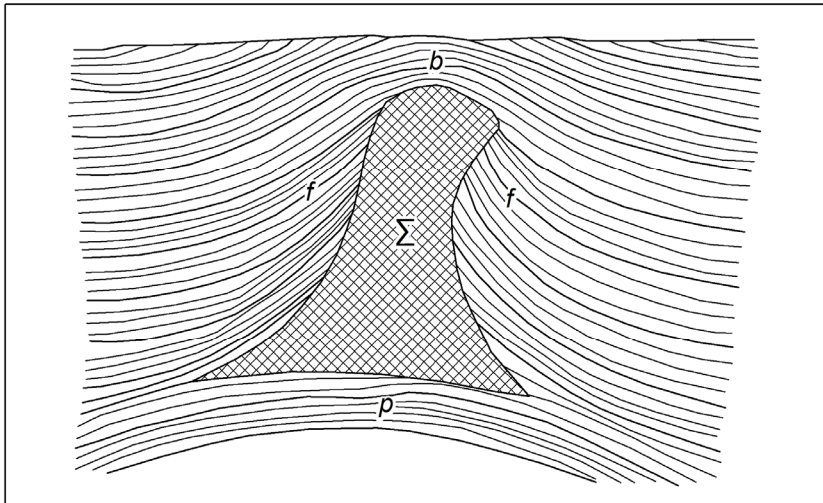


Fig. 8. 15. Elementele unei structuri diapire (Dumitrescu, 1962, citat de Pauliuc și Dinu, 1985, p. 255)

Complexul din acoperiș sau de boltă este alcătuit din stratele care au fost boltite, fără însă a fi străpunse de nucleu; complexul poate avea formă de dom, de branhianticlinal sau de anticlinal propriu-zis. Stratele care alcătuiesc complexul de acoperiș au grosimi mai mici în zona apicală a structurilor, comparativ cu cea din axele sinclinalelor înconjurătoare (Pauliuc și Dinu, 1985). La partea superioară a multor

diapire nucleul este acoperit de o pătură formată din roci cu densitate mai mare decât cea a sării (sau a altei roci plastice). În componența ei intră anhidrit și gipsuri în amestec cu material carbonatat și argilos. Ele reprezintă pălăria sării, când este vorba de sare, sau cap rock-ul (Grasu, 1997). În situația în care nucleul este alcătuit din sare, pălăria sării se formează prin acumularea materialelor mai greu solubile existente în masa sării, pe măsură ce partea superioară a acesteia se dizolvă în contact cu ape dulci, capabile să dizolve și să antreneze sarea (Pauliuc și Dinu, 1985).

Flancurile structurilor diapire sunt compuse din strate a căror înclinare crește pe măsura apropierii de nucleu, unde pot fi redresate până la verticală, datorită străpungerii lor de către nucleul diapir (Pauliuc și Dinu, 1985).

Complexul din culcuș este mai puțin cunoscut, din cauza adâncimilor de 3.000 – 10.000 m, la care se găsește. Pe baza datelor geofizice și de foraj se consideră că are o structură alcătuită strate orizontale, în zonele relativ stabile tectonic, care sub nucleele diapire devine una sinclinală; în zonele de orogen, unde diapirismul este legat de compresiuni laterale, complexul din culcușul structurilor diapire are o structură anticlinală (Pauliuc și Dinu, 1985).

Există mai multe criterii de clasificare a structurilor diapire, în sensul identificării formelor de relief impuse de aceste structuri. Se distinge în acest sens criteriul formei pe care o au în secțiune verticală nucleele diapire. Conform acestui criteriu există diapire deschise, al căror nucleu ajunge la suprafața terestră, și diapire închise sau criptodiapire, care au nucleul la diverse adâncimi.

Structurile diapire. Raportat la geneză, dar și la formă, procesele diapire au determinat formarea a două tipuri principale de structuri: cute diapire și domuri; la acestea se adaugă structurile de tip brahianticlinal împreună cu brahisinclinalele care le însoțesc.

Cutele diapire sunt de forma unor anticlinale cu sâmburi de sare în ax. Caracteristicile de bază ale cutelor diapire sunt reprezentate de dizarmonie și deversare (Coteț, 1971). Referitor la deversare, ea poate fi unilaterală, cum se întâmplă în cazul cutei de la Băicoi, sau bilaterală, la Ocna Mureș (Coteț, 1971). Conform autorului citat, cea mai tipică regiune de manifestare a diapirului de tip anticlinal, din România, o constituie Subcarpații dintre Buzău și Ialomița. La fel de violent a fost și diapirismul asociat cutei diapire de la Praid, sarea ajungând și acolo la zi.

Domurile și brahianticinale sunt caracterizate de faptul că stratele de la partea superioară a orizontului de sare sunt larg și ușor cutate, sub forma unor cupole. Ele sunt înconjurată de sinclinale sau brahisinclinale înguste sau largi, de adâncime mare sau medie, dar simetrice în majoritatea cazurilor (Irimuş, 1998).

Domul reprezintă un anticlinal cu contur circular sau elipsoidal, cu bolta în general foarte largă, raportul între axe fiind în caz ideal 1:1 (Anastasiu et al., 1998, citat de Irimuş, 1998). Astfel de domuri, cu formă tipică de calotă sferică, există în partea centrală a Depresiunii Transilvaniei. Tipice sunt în acest sens domurile Saros

sau Deleni, Noul Săsesc, Tăuni, Dumbrăveni, Cetatea de Bată și Bazna, a căror configurație izobatică și de suprafață se apropie de forma ideală (Irimuş, 1998). (fig. 8. 16); panta medie a flancurilor domurilor este de $3^{\circ} - 6^{\circ}$. Structurile de tip dom din Depresiunea Transilvaniei înmagazinează resurse importante de gaz metan, grație prezenței depozitelor sarmațiene și panoniene.

Alături de structurile de tip dom din Depresiunea Transilvaniei se remarcă și cele din: S.U.A. (Texas, Loisiaana, Utah etc.), Germania, Depresiunea Nipru-Donet, Depresiunea Precaspică, Uzbekistan, Peninsula Arabică, India etc.

Teritoriile dintre domuri, al căror strate sunt mai puțin deranjate de fenomenul diapir reprezintă cuvetele interdomale, cu rol de sinclinal.

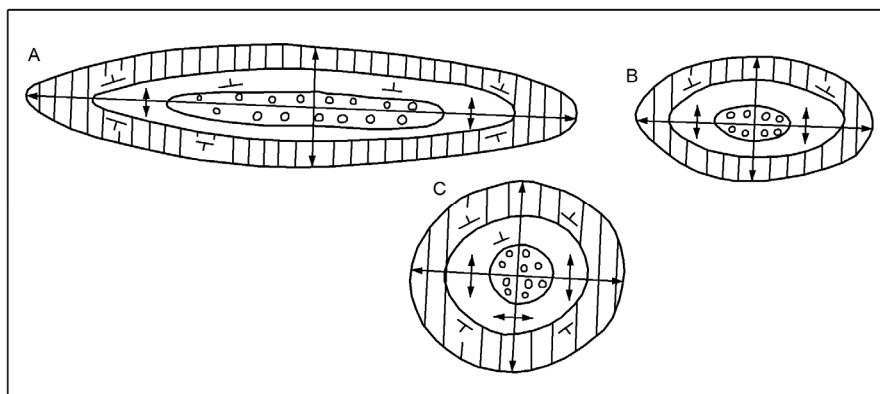


Fig. 8. 16. Tipuri de cute; A – cute lungi; B – brahicuti; C – domuri (Dragoș, 1982, citat de Irimuş, 1998, p. 82)

Brahianticlinalul reprezintă un anticlinal scurt, cu contur elipsoidal în plan orizontal, care are axul longitudinal la ambele capete scufundat și cu regiunea terminală periclinală; raportul între axe este cuprins între 1:2 până la 1:8 (Anastasiu et., 1998, citat de Irimuş, 1998). În categoria lor se includ următoarele structuri din Depresiunea Transilvaniei: Șincai, Sânger, Vaidei, Ogra, Nadeș și Sângeorgiu de Pădure (Irimuş, 1998). Conform autorului citat, brahianticlinale sunt caracterizate de o pronunțată asimetrie a flancurilor, la care se adaugă pante foarte diferențiate valoric, între flancurile și apexul structurilor; pe flancuri, pantele sunt cuprinse între $14^{\circ} - 22^{\circ}$, iar în apexul structurii ating 90° .

Forme de relief dezvoltate pe structuri diapire. Geneza reliefului dat de structurile diapire este influențată inițial de prezența unui nucleu de roci, cu comportament plastic, apoi de migrarea acestuia pe verticală, iar în cele din urmă de încovoierea și străpungerea nucleului ondulației structurii; nu este obligatoriu ca străpungerea să aibă loc de fiecare dată. Pe măsură ce structura este scoasă în evidență începe să fie modelată de către agenții morfogenetici externi, reprezentați îndeosebi de către rețeaua hidrografică.

Principalele forme de relief care rezultă în urma adaptării rețelei hidrografice la cutele și domurile diapire sunt: culmile anticlinale, văile sinclinale, culmile sub formă de dom, văile, cuestele, butonierele, depresiunile de dizolvare etc.

Culmile anticlinale sunt menținute în relief de către undulațiile de semn pozitiv al cutoi diapire. Dacă nucleul diapir nu a străpuns stratele, de la partea superioară, atunci culmea se menține uniformă, fără să fie prezente procese de dizolvare a sării. Ca exemplu poate fi dată Culmea Șieului din partea sud-estică a Dealurilor Bistriței și prelungirea acesteia la sud de Culoarul Mureșului, denumită Culmea Sinioara. Ambele sunt menținute pe anticlinalul cutelor diapire din estul Depresiunii Transilvaniei.

Situația se schimbă radical în cazul în care nucleul diapir ajunge la suprafață, așa cum este în cazul cutoi diapire de la Praid. Prezența sării la zi a însemnat dizolvarea ei și formarea de relief carstic pe sare. Se remarcă în acest sens Muntele de Sare și Defileul de Sare Praid, pe suprafața cărora există lapiezuri, doline și chiar peșteri în sare.

Văile de sinclinal nu se caracterizează printr-un grad înalt de adaptabilitate la structurile sinclinale, fapt demonstrat de puținele situații de concordanță directă a reliefului. Cel puțin pentru Depresiunea Transilvaniei, văile aferente cutelor din virgația vestică și estică, sunt de următoarele tipuri, raportat la acestea: transversale (Someșul Mare, Someșul Mic, Niraj, Homorodul Mare, Homorodul Mic, Secașul Mare), longitudinale (Meleșului, Florilor, Gădălinului), în diagonală (Mureș, Târnava Mare, Târnava Mică, Hârtibaciu, Visa, Batinului, Fizeșului, Ungurașului și Ticușului) și mixte (Irimuș, 1998). Conform sursei citate, cutoile diapire au fost intersectate în procesul de adâncire al rețelei hidrografice, astfel încât, cursurile principale (Someș, Mureș, Târnave, Hârtibaciu etc.) primesc, în sectoarele de intersectare a lor, caracterele de văi transversale, antecedente ori epigenetice. Pe versanții acestor văi, care sunt de natură structurală se derulează procese geomorfologice specifice: pluviodenudare, scurgere concentrată a apei, deplasări în masă, procese antropice etc) (Roșian, 2020).

Culmile sub formă de dom se formează și se mențin atât timp cât nucleul diapir nu a ajuns până la suprafață, iar rețeaua hidrografică radiar divergentă, în curs de adaptare la structură, nu a fragmentat flancurile domului. Într-o astfel de situație se află domul Cetatea de Baltă din Depresiunea Transilvaniei.

Văile adaptate la structura de tip dom urmăresc conturul acestora, fiind radiar divergente pe flancuri, inelare și semiinelare la baza lor, respectiv centripete și convergente în sinclinalele dintre ele (Josan, 1979; Irimuș, 1998). O astfel de rețea hidrografică este caracteristică pentru următoarele domuri din Depresiunea Transilvaniei: Tăuni, Bazna, Coșca Mică, Delenii, Filitelnic etc. În cazul domurilor aflate într-un stadiu avansat de evoluție rețeaua hidrografică le-a traversat axial golindu-le. În această situație se află domurile: Sângeorgiu de Pădure, Bogata de Mureș, Dumbrăvioara, Ernei, Miercurea Nirajului etc.

Toate acestea demonstrează că în cazul domurilor adaptarea rețelei hidrografice la structură are loc prin eroziune regresivă, începând de la periferie spre partea axială.

Pe versanții văilor adaptate la structurile diapire, din Depresiunea Transilvaniei, se remarcă prezența alunecărilor de teren, precum și altor procese de deplasare în masă. Ele sunt favorizate de prezența argilelor impregnate cu sare, aferente brechiei sării.

Cuestele sunt cele mai expresive forme de relief rezultate în urma modelării fluviale a structurilor de tip dom. Considerate separat flancurile domurilor sunt alcătuite din strate dispuse monoclinal din partea axială a lor spre periferie. Prin adaptarea rețelei hidrografice la structură se formează văi asimetrice, deoarece unul dintre versanți este suprapus unui front de cuestă, iar celălalt unui revers, menținut de către o suprafață structurală (primară sau derivată).

În același timp cuestele exprimă cel mai fidel raporturile stabilite între rețeaua hidrografică, considerată ca agent modelator principal și structura domului sau brahianticlinalului (Irimuş, 1998).

Cele mai sugestive în acest sens sunt cuestele semicirculare formate în bazinele superioare ale râurilor de ordinul 3 și 4 (în sistemul Horton-Strahler): Sărata, Bazna, Nadeș, Valea Lungă, Sâniacob, din cadrul domurilor cu același nume, care au reușit prin eroziune regresivă să atace partea centrală a acestora. În situația în care zona axială a fost golită ea s-a transformat într-o butonieră, prevăzută cu fronturi de cuestă dispuse față în față (fig. 8. 17).

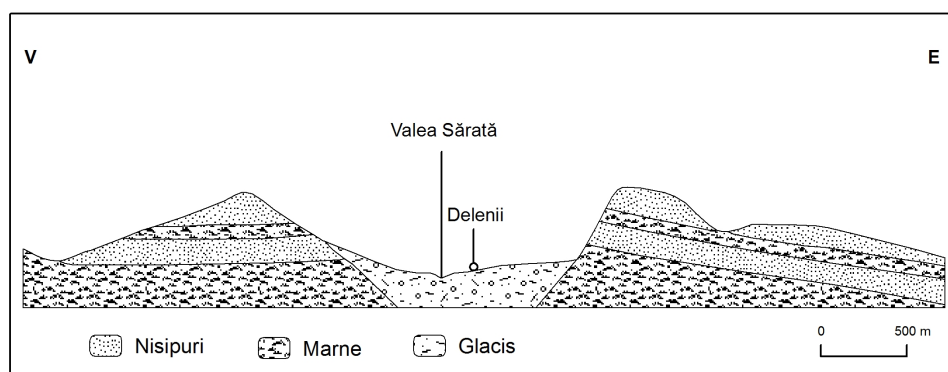


Fig. 8. 17. Butoniera de la Delenii (Josan, 1979, p. 42)

Relieful structurilor de tip dom este ușor de recunoscut în teren, îndeosebi prin urmărirea configurației fronturilor de cuestă, care sunt dispuse concentric și orientate spre centrul structurii. Comparativ cu acestea reversurile de cuestă sunt orientate în sens opus, spre exteriorul structurii.

Butonierele se formează în urma eroziunii părții centrale a domurilor, de către rețeaua hidrografică. În această situație se află multe domuri din Depresiunea

Transilvaniei (Sărmășel, Delenii, Nadeș, Filitelnic, Bazna, Tăuni etc.), care fiind într-un stadiu mai avansat de evoluție sunt prevăzute în partea centrală cu butoniere dezvoltate (fig. 8. 18). Acestea sunt înconjurate pe trei dintre laturile lor de către fronturi de cuestă dispuse față în față. Astfel de fronturi de cuestă semicirculare există în cazul Văii Mărului (Domul Tăuni) și a Pârâului Valea Sărată (Domul Delenii).

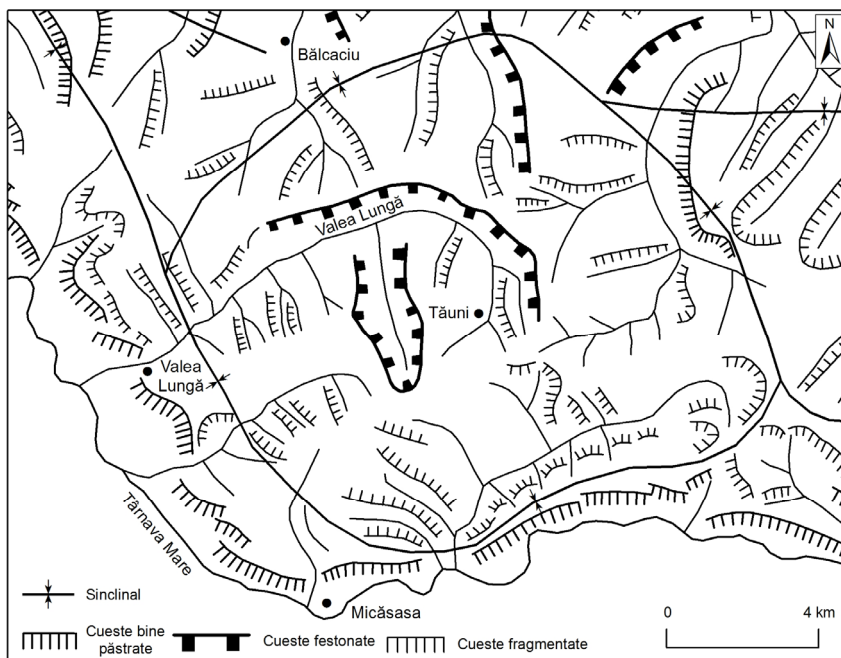


Fig. 8. 18. Relieful de cueste datorat adaptării rețelei hidrografice la structura domului Tăuni (prelucrare după Josan, 1979, p. 45)

Depresiunile de dizolvare se formează atunci când eroziunea ajunge la nucleul diapir aferent unei cute sau a unui dom, pe care în dizolvă. Ca exemplu poate fi dată depresiunea în care se află Băile Sărate de la Turda.

La configurația formelor de relief, din componența cutelor și a domurilor diapire, contribuie inclusiv prezența stratelor geologice alcătuite din roci friabile, dar cu durități diferite, dispuse alternant.

Alături de formele de relief de ordin structural, strâns legate de prezența diapirului, procesele geomorfologice aferente agenților externi, generează o morfologie de detaliu, reprezentată îndeosebi de: alunecări de teren, curgeri noroioase, surpări, revene, torenți etc., întreținute de prezența argilelor impregnate cu ape sărate. Exemple tipice sunt pe Valea Sărată lângă Turda, la Cojocna, la Ocna Sibiului, în perimetru Domului Tăuni din Dealurile Târnavei Mici etc.

8.5. RELIEFUL STRUCTURILOR CUTATE

Cutele reprezintă undulații ale stratelor, din componența scoarței, formate în urma proceselor tectonice de compresiune laterală și tangențială. Cele mai susceptibile depozite la cutate sunt cele sedimentare, care anterior au fost depuse orizontal. Există și cazuri când ondularia depozitelor se face datorită unor alunecări gravitaționale ale stratelor pe un plan înclinat. Evidentă este în acest sens alunecarea gravitațională de mari proporții care a afectat marginea estică a Bazinului Transilvaniei, având ca suprafață de decolare stratul de sare (Krézsek, 2005).

De asemenea, cutele sunt forme structurale caracteristice formațiunilor stratificate cum sunt rocile sedimentare și corespondentele lor metamorfice (Grasu, 1997). Un strat se consideră cutat când o suprafață de referință a acestuia, plană anterior cutării, devine apoi undulată. Înclinarea lor depinde de intensitatea procesului tectonic.

Elementele cutelor. Când stratele sunt cutate un plan de stratificare, inițial orizontal, se transformă într-o suprafață cu căderi variabile; o astfel de suprafață are următoarele elemente (Pauliuc și Dinu, 1985; Grasu, 1997):

- creasta cutei - este linia care unește punctele cele mai ridicate ale unei suprafețe de strat cutate (fig. 8. 19);

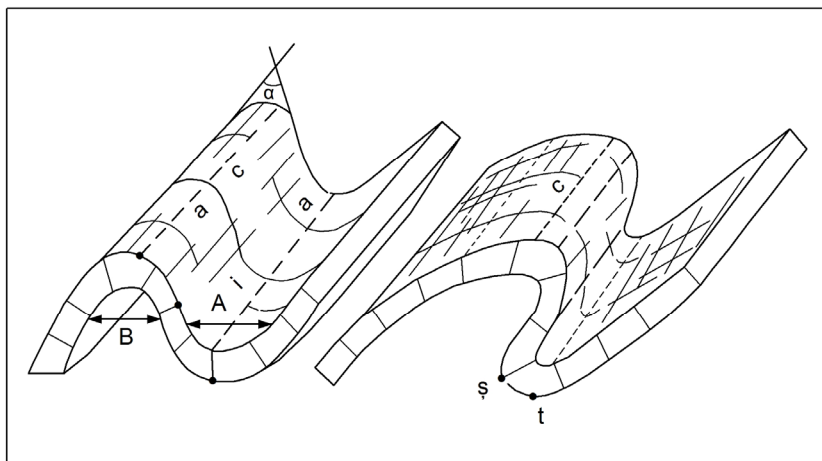


Fig. 8. 19. Elementele geometrice ale unei cute; c – linie de creastă; ș – șarniera; α - unghiul de deschidere a cutei; t – talpa; a – axul cutei; A – albă sinclinală; B – boltă anticlinală; i – punctul de inflexiune (Grasu, 1997, p. 86)

- talpa cutei - reprezintă partea cea mai de jos a unui strat cutat; la cutele verticale corespunde cu șarniera;

- linia de talpă - este cea care unește punctele cele mai coborâte topografic ale suprafeței unui strat din cadrul sinclinalului;

- șarniera - reprezintă linia care unește punctele de maximă curbură a suprafeței unui strat din constituția cutei; șarniera anticlinalului reprezintă creștetul sau creasta cutei, în timp ce șarniera sinclinalului se numește șă;

- suprafața sau planul axial - este suprafața care unește șarnierele tuturor stratelor din alcătuirea unui anticlinal sau sinclinal;

- punctul de inflexiune - se găsește de o parte și de alta a liniei de curbură maximă; el corespunde cu locul în care sensul curburii se inversează, marcând trecerea de la bolta cutei la albia ei;

- unghiul de deschidere a cutei - este dat de tangentele duse la punctele de inflexiune poziționate de o parte și de alta a șarnierei;

- flancurile cutei - reprezintă suprafețele care unesc bolta cu albiile;

- bolta cutei - este locul de racordare a flancurilor anticlinalului; la nivelul bolții înclinările scad treptat și își schimbă sensul;

- albia cutei - este locul de racordare a flancurilor sinclinalului; și aici înclinările stratelor scad treptat și își schimbă sensul;

- axul cutei - rezultă din unirea punctelor de curbură maximă;

- lungimea unei cute - se referă la distanța măsurată pe orizontală în lungul planului axial între două terminații ale unei suprafețe reper;

- lungimea de undă - reprezintă distanța orizontală între șarnierele a două anticlinale sau sinclinale învecinate;

- elevația structurală a cutei - este distanța verticală între planurile orizontale, duse tangent la șarniera anticlinalului și șarniera sinclinalului;

- anticlinalul - este o cută care are convexitatea orientată în sus;

- sinclinalul - reprezintă cuta care are convexitatea orientată în jos;

Tipuri de cute. Pentru clasificarea cutelor se folosesc următoarele criterii (Coteț, 1971; Mac, 1980a; Pauliuc și Dinu, 1985; Grasu, 1997):

- înclinarea planului axial: drepte, în evantai, înclinate, deversate, culcate, răsturnate (fig. 8. 20);

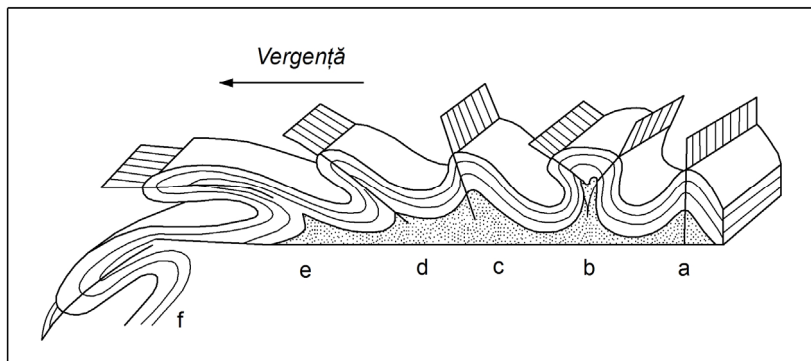


Fig. 8. 20. Tipuri de cute după poziția planului axial; a –drepte; b – evantai; c – înclinate; d – deversate; e – culcate; f – răsturnate (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 114)

- ecartul unghiular al flancurilor cutei: cute lungi, strânse, izoclinale, îngrămădite, cute koffer;
- după înclinarea flancurilor: cute normale, cute în evantai, cute izoclinale;
- după poziția planului axial: cute drepte, aplecate, deversate, culcate și răsturnate;
- după raportul de grosime dintre stratele componente: cute paralele, similare, neparalele;
- după raportul lungime – lățime: cute lungi, scurte sau brahicutate, domuri, cuvete;
- după modul de grupare: cute izolate, cute grupate;
- după profunzime: cute de suprafață, cute de fund, pânze de șariaj.
- după configurația în plan: paralele, în releu, în virgație, în ghirlandă, amigdaloidale etc.

În cadrul scoarței terestre cutele se găsesc grupate în asociații. O grupare distinctă o constituie sinclinoriile și anticlinoriile. Ele sunt structuri de mari dimensiuni alcătuite din asociații de cute de ordin secundar, care luate împreună determină o formă generală anticlinală, și respectiv sinclinală.

Anticlinoriul reprezintă o grupare de cute anticlinale și sinclinale, la care cutele din zona axială sunt mai ridicate, iar cele din zonele periferice sunt mai coborâte, fapt care determină ca înfășurătoarea șarnierelor anticlinale să aibă convexitatea îndreptată în sus (Pauliuc și Dinu, 1985); cu alte cuvinte este un anticlinal, format dintr-o serie de cute mai mici (fig. 8. 21).

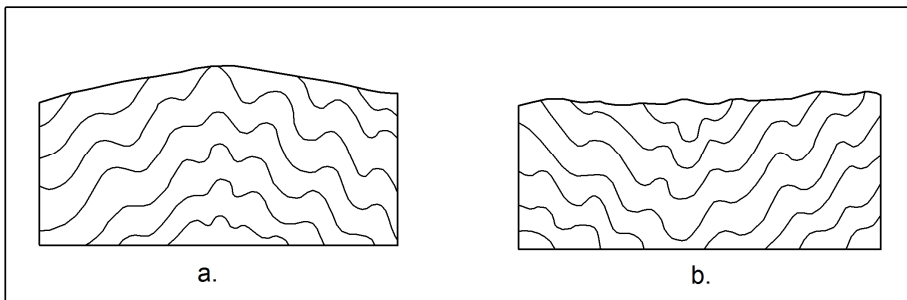


Fig. 8. 21. Anticlinoriu și sincliniu (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 118)

Sinclinoriul este o grupare de cute, care împreună alcătuiesc o structură sinclinală majoră (fig. 8. 21), la care înfășurătoarea liniilor de talpă are convexitatea orientată în jos (Pauliuc și Dinu, 1985).

Formele de relief ale structurilor cutate sunt influențate de tipul și stilul cutelor. În funcție de acestea va fi modul în care agenții externi, reprezentați cu precădere de către apa care se scurge prin albie și pe versanți, se vor adapta la structură. Comparativ cu structurile orizontale și tabulare, care își păstrau aceeași

configurație și după încheierea procesului de sedimentare, în cazul structurilor cutate lucrurile stau diferit (Roșian, 2017). Deosebirea este introdusă de eroziune, care exercitându-se pe creasta cutelor, încă din momentul schițării lor, înlătură stratele exterioare, pe măsură ce se exondează în aceste condiții înainte de începerea modelării, prin intermediul agenților externi, cutele nu mai sunt intacte.

Din această cauză, în loc de forme de relief primare și secundare, în structurile cutate se pot deosebi forme de relief de concordanță, care poate fi directă sau inversă (Mac, 1980a).

În cazul concordanței directe se remarcă existența unei corespondențe între formele de relief și structură (pe anticlinale se mențin culmi, iar pe sinclinale se formează văi). În situația concordanței inverse, la care se ajunge după o evoluție îndelungată, pe anticlinale se vor forma văi suspendate, iar sinclinalele vor rămâne suspendate. Aspectul reliefului depinde așadar de modul în care structurile cutate sunt afectate de eroziune.

Formele de relief de concordanță directă cu structura coincid cu profilul cutei: culme pe anticlinal, vale pe sinclinal (fig. 8. 22). Ele mai sunt denumite și forme structurale primare (Naum și Grigore, 1974).

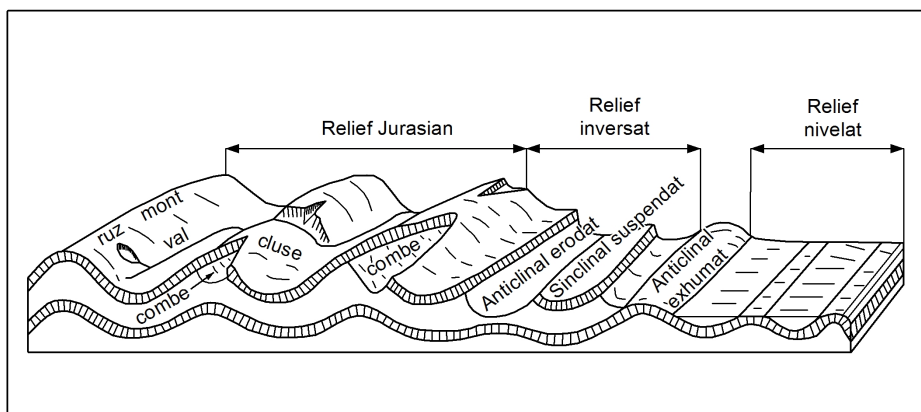


Fig. 8. 22. Evoluția reliefului pe structuri cutate (Derruau, 1965, citat de Mac, 1980a, p. 83)

Culmea de anticlinal este menținută în relief de către depozitele cutate sub formă de anticlinal. Trebuie semnalat că suprafața topografică nu reprezintă partea superioară a cutei primare, ci un strat de mai jos, care a fost adus la zi prin eroziune; în situația în care el este mai rezistent la eroziune menține conturul cutei (Mac, 1980a). Aspectul culmilor de anticlinal este influențat de tipul cutelor, motiv pentru care pot fi: simetrice, asimetrice (deferlate), late, înguste, drepte sau sinuoase etc. În Munții Jura culmile de anticlinal sunt denumite mont.

Valea de sinclinal corespunde cu partea negativă a cutei (sinclinalul); în Munții Jura este denumită val. Destul de rar ea corespunde ca formă cu elementul structural

inițial. Datorită eroziunii, ce poate afecta sinclinalul, sau a colmatărilor, care pot avea loc prin intermediul materialelor provenite de pe versanții adiacenți aflați în plin proces de evoluție, primul strat fie este îndepărtat, fie acoperit cu depozite mai noi.

Analizate în profil transversal văile de sinclinal pot fi simetrice sau asimetrice, în funcție de tipul cutelor, și de stadiul de evoluție a reliefului. Afluenții acestor văi care vin de pe versanți (flancuri de anticlinale), formează uneori conuri aluviale în cadrul sinclinalelor, ceea ce determină ridicarea patului aluvial al văilor principale.

În același timp, prin eroziunea regresivă care se înregistrează în arealele de lăsare ale anticlinalelor, râurile afluate pot trece în sinclinalele vecine, existând posibilitatea captării rețele hidrografice existente acolo; în Munților Jura afluenții respectivi se numesc *ruz* (fig. 8. 23). Șaua care se formează este considerată o formă de concordanță (Mac, 1980a);

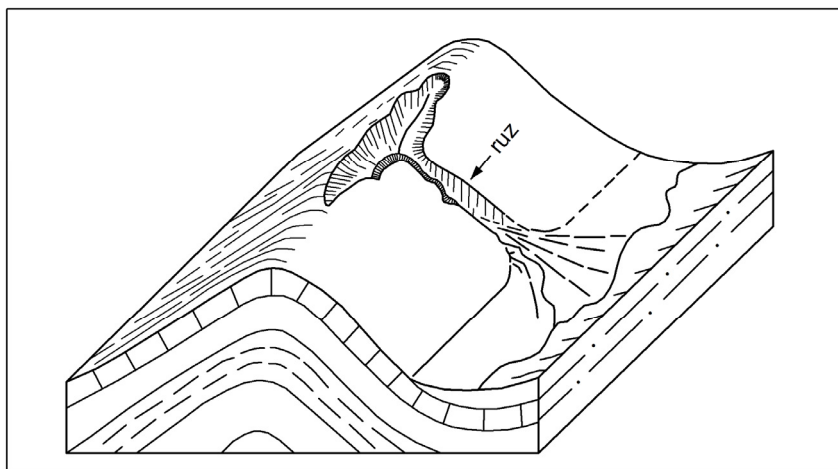


Fig. 8. 23. Butonieră de anticlinal (Posea et al., 1976, p. 336)

Formele relief de concordanță inversă cu structura sunt specifice unui stadiu de evoluție înaintat, când pe fondul eroziunii îndelungate și a remanierilor hidrografice se ajunge la adaptarea indirectă la aceasta. Pentru le se folosește și denumirea de forme structurale derivate (Naum și Grigore, 1974). Dintre formele de relief specifice se remarcă: butoniera de anticlinal, valea de anticlinal, sinclinalul suspendat, la care se adaugă și forme asociate de tipul creștelor de intersecție, clisurilor etc.

Butoniera de anticlinal are aspectul unei depresiuni sculptată în bolta anticlinalului (Naum și Grigore, 1974). Ea este rezultatul evacuării materialelor din axa anticlinalului, de către rețeaua hidrografică, aflată în continuă adaptare la structură. La început se dezvoltă o rețea hidrografică cu regim torențial, care pe măsură ce evoluează și își extinde bazinul hidrografic, are șansa să se permanentizeze prin intersectarea acviferului. Butonierele care au formă alungită se numesc *combe* în Munții Jura.

Valea de anticlinal este consecința dezvoltării și extinderii butonierelor, de tip ruz, în bolta anticlinalului. În urma unei evoluții îndelungate partea superioară a anticlinalului este golită de depozitele componente, iar în locul lor se formează o vale îngustă. Formarea văii de anticlinal poate avea loc inclusiv prin unirea mai multor butoniere, datorită captărilor, fapt soldat cu formarea unui colector principal (Ielenicz, 2005). Valea de anticlinal este delimitată de custe poziționate față în față, formate pe flancurile cutei anticlinale. Se ajunge în cele din urmă ca valea anticlinală să înlocuiască cuta anticlinală inițială, fapt care determină producerea unei inversiuni de relief (Mac, 1980a). Comparativ cu văile de sinclinal, cele de anticlinal se adâncesc mai rapid, deoarece evoluează în detrimentul sâmburelui mai friabil al cutei și se raportează la un nivel de bază mai coborât specific râului care drenează o vale mai veche, de primă generație, formată pe un sinclinal.

Se ajunge, în această manieră, ca după o evoluție îndelungată sinclinalul să rămână suspendat, ca formă pozitivă de relief, în raport cu anticlinalele erodate, pe care s-a dezvoltat inițial văi de anticlinal (Harvey, 2012). Ansamblul morfologic astfel format se numește *sinclinal suspendat*. Partea superioară a lui va fi alcătuită din suprafețe structurale, iar versanții vor avea aspect de front de custe (Ielenicz, 2005), care vor fi dispuse față în față. În urma derulării acestor secvențe evolutive se ajunge la inversiuni de relief. De obicei, după o evoluție îndelungată, sinclinalele suspendate se prezintă sub forma unor culmi interfluviale. Reprezentative în acest sens sunt sinclinalele suspendate din Munții Carpați: Bucegi, Piatra Craiului, Hăghimaș, Ceahlău, Rarău, Ciucaș etc.).

Crestele de intersecție se formează în urma eroziunii inegale a bolților de anticlinal. La evidențierea lor contribuie inclusiv sculptarea butonierelor. În condițiile în care foarte rar butonierele sunt amplasate în exact la partea superioară a anticlinalelor, ele au mai degrabă o poziție excentrică (Naum și Grigore, 1974). Din acest motiv, conform autorilor citați, un flanc se poate păstra sub forma unui martor înclinat, localizat între anticlinalul erodat și sinclinal. Crestele apar și în lipsa butonierelor, mai ales atunci când cutele sunt aplecate, izoclinale sau încălecate, deoarece stratele din șarniera anticlinală sunt foarte expuse eroziunii (Naum și Grigore, 1974).

Clisurile, denumite și cluse, reprezintă sectoare de vale înguste. Ele s-au format prin traversarea structurilor cutate de către văi. Sectoarele de vale de tip cluse pot fi simple (atunci când intersectează un singur anticlinal) sau complexe (când intersectează mai multe cute paralele). În cazul celor din urmă au fost identificate două subtipuri: cluse parțial, când văile intersectează doar o parte din cutele existente (de exemplu Topologul, Argeșul, Vâlsanul, Dâmbovița etc., care traversează doar cutele din partea sudică a Munților Făgăraș) și cluse total, când văile străpung total unitățile cutate (de exemplu valea transversală a Bistriței) (Naum și Grigore, 1974). În situația cluse-ului complex între sectoare înguste de tip chei există sectoare mai largi aferente sinclinalelor.

Cele mai favorabile locuri în care văile pot traversa structurile cutate sunt reprezentate de lăsarile axiale ale anticlinalului (Posea et al., 1976). Sectoare de acest gen sunt valorificate de afluenți ai râurilor principale, care prin suprapunere, antecedentă și captare ajung să dreneze râurile din bazinele hidrografice alăturate (captări laterale).

Alături de formele de relief majore, în cadrul structurilor cutate există și numeroase forme de detaliu: trepte structurale, polițe structurale, abrupturi structurale etc.

Din cele menționate reiese că eroziunea selectivă cu toate că se manifestă pe structurile cutate ea este mai puțin evidențiată comparativ cu cele orizontale și monoclinale. Mult mai important este însă conturul undulațiilor cutelor, cel care determină ca același strat stat să își schimbe altitudinea pe distanțe foarte mici și să fie astfel expus în mod diferit eroziunii: pe anticlinal poate fi puternic afectat de eroziune, în timp ce pe sinclinal, același strat poate să fie acoperit de aluviuni (Posea et al., 1976). În același timp, conform autorilor citați, forma cutoi orientează instalarea râurilor pe sinclinale, iar a torenților pe flancurile anticlinalelor, care acționând prin eroziune regresivă, se dezvoltă în detrimentul acestora, degradându-le până la stadiul inversiunilor de relief.

Pornind de la particularitățile diverselor teritorii au fost identificate mai multe tipuri de relieuri cutate: *jurasian* (specific Munților Jura este caracterizat de cutoe largi și uniforme, cu anticlinale drepte sau înclinate și sinclinale extinse, sub formă de bazine; predominante sunt formele de relief concordante cu structura: creste de anticlinal și văi de sinclinal), *prealpin* (caracteristic teritoriilor cutate de la nord de Munții Alpi; cutoe sunt strânse și complicate de prezența încălecărilor, care favorizează geneza creștelor cu aspect de culmi montane), *appalașian* (se remarcă paralelismul culmilor și al văilor, doar că întreg relieful a fost erodat și peneplenizat pentru ca ulterior să fie afectat de mișcări tectonice care l-au reținut pe alocuri; menținerea formelor tipic structurale se face cu ajutorul litologiei în sensul că văile sunt largi și sculptate în detrimentul rocilor friabile, iar culmile de tip rotunjit sunt menținute de roci dure; este specific Munților Apalași), *sud-alpin* (relieful este dezvoltat pe cutoe scurte de tip brahianticinal despărțite de sinclinale extinse; sectoarele de tip cluse sunt mai rare și de obicei înlocuite de pseudochei adaptate lăsarilor periclinale ale cutelor), *subcarpatice* (cutoe neuniforme fragmentate de văi transversale, care vin din Munții Carpați; specifice sunt aliniamentele depresionare formate pe sinclinale, delimitate de masive deluroase menținute pe anticlinale) etc. (Naum și Grigore, 1974; Rădoane et al., 2000).

Comparativ cu structurile orizontale și monoclinale, care sunt specifice îndeosebi bazinelor sedimentare, cele cutate dictează configurația reliefului mai ales cadrul orogenurilor. O astfel de situație este specifică și teritoriului României unde în Munții Carpați și în Subcarpați sunt prezente numeroase structuri cutate, care s-au impus în relief prin forme tipice (văi pe sinclinal, culmi pe anticlinal, sinclinale suspendare etc.), pentru ca în regiunile depresionare și de câmpie să predomină celelalte tipuri de structuri.

8.6. RELIEFUL STRUCTURILOR FALIALE

Structurile faliatate se formează în urma mișcărilor tectonice care afectează depozite geologice rigide, inaptea la deformări suple sau cutări (Cioacă, 2006). Pentru a fi considerată faliată o structură poate fi afectată de o singură falie, dar în mod obișnuit astfel de structuri se evidențiază, comparativ cu cele înconjurătoare, atunci când sunt prezente mai multe falii.

Prezența faliilor determină existența unui contact anormal între strate sau depozite geologice de vârstă diferită. Astfel de situații sunt specifice rocilor sedimentare sau a unor compartimente ale scoarței, alcătuite din aceleași roci cristaline sau vulcanice, dar situate la altitudini diferite.

Faliile reprezintă dislocații de suprafață sau de adâncime, care determină ruperea compartimentelor scoarței și deplasarea lor, pe verticală și orizontală, datorită unor presiuni inegale (Burbank și Anderson, 2012). Nu este obligatoriu ca ambele compartimente să se deplaseze pe verticală, sub forma unor mișcări pozitive și negative. Deplasarea verticală a compartimentelor poate varia de la centimetri la sute de metri, în timp ce în plan lungimea faliei poate avea sute de kilometri (Burbank și Anderson, 2012).

Faliile afectează diverse depozite geologice, indiferent de structura lor (tabulară, monoclinală, cutată, șariată etc.). În urma mișcărilor tectonice depozitele geologice sunt fragmentate în blocuri sau compartimente. Acestea ajung să fie coborâte și ridicate unele în raport cu altele, precum și deplasate lateral, așa cum se întâmplă în cazul faliilor transcurrente. Sub aspectul distribuției spațiale faliile nu sunt singulare, ci ele formează de obicei asociații. Analizate în plan orizontal configurația lor poate fi: paralelă, în releu (dispușe succesiv una după alta, pe aceeași direcție), în virgație (ramificate), sub formă de gratii, circulare, radiare etc. (fig. 8. 24)

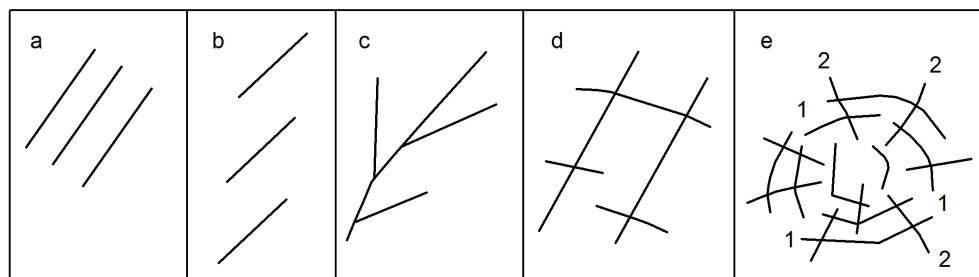


Fig. 8. 24. Asociații de falii; a – paralele; b – în releu; c – în virgație; d – în cadrilaj; e – circulare (1) și radiare (2) (Coteț, 1971, p. 140)

Faliile fac parte, alături de fisuri, din categoria rupturilor care afectează depozitele geologice (Pauliuc și Dinu, 1985). Fisurile sunt rupturi neînsoțite de

o deplasare paralelă cu planul de separație, sau chiar dacă acesta are loc este foarte mică (Grasu, 1997).

Comparativ cu acestea, faliile sunt rupturi ale rocilor și straturilor din scoarța terestră, însoțite de o deplasare vizibilă, paralelă cu suprafața de rupere sau planul de discontinuitate. În categoria faliilor se cuprind: faliile propriu-zise (sensu stricto), la care deplasarea pe verticală a compartimentelor este mai mare decât cea orizontală, încălecările și pânzele de șariaj (au plan de ruptură cu înclinare relativ redusă, fapt care permite compartimentului superior să se deplaseze mult pe orizontală, suprapunându-se pe distanțe mari peste compartimentul inferior) și decroșările propriu-zise, când cele două compartimente se deplasează unul față de altul paralel cu direcția planului de ruptură (Pauliuc și Dinu, 1985).

Elementele faliilor. Configurația spațială a unei falii este determinată de două atribute principale (fig. 8. 25): direcția și înclinarea planului de ruptură (planul faliei); la acestea se adaugă și alte elemente; ele vor prezentate succint în continuare, conform literaturii de specialitate (Pauliuc și Dinu, 1985; Grasu, 1997).

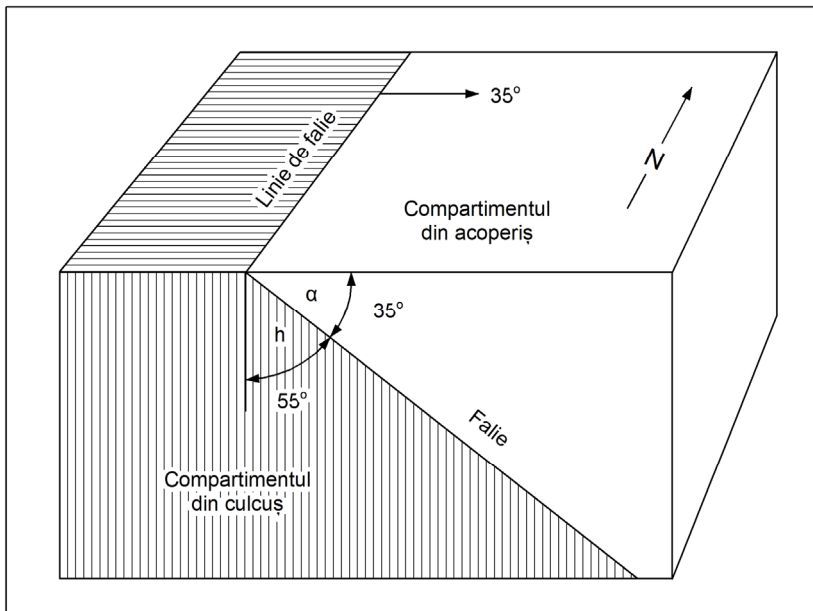


Fig. 8. 25 Elementele unei falii; α – înclinarea faliei; h – complementul înclinării (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 182)

Direcția faliei este dată de linia de intersecție dintre planul faliei și un plan orizontal; orientarea ei este exprimată de unghiul orizontal pe care îl face cu meridianul locului.

Înclinarea faliei constituie unghiul format între planul faliei și planul orizontal al locului, măsurat într-un plan vertical orientat perpendicular pe direcția faliei.

Sensul înclinării faliei este dat de punctul cardinal sau azimutul spre care este orientată linia de cea mai mare pantă a planului faliei.

Compartimentele sau **blocurile faliei** reprezintă volumele de roci care au fost deplasate unul față de altul prin falieri. Dacă faliile au o înclinare mai mică de 90° se poate distinge un compartiment superior sau de acoperiș, situat deasupra planului de falie, și unul inferior, de culcuș, situat sub planul faliei (Pauliuc și Dinu, 1985).

Deplasarea între compartimente poate avea loc prin translație sau prin rotire (fig. 8. 26). Când cele două compartimente, care s-au deplasat unul față de altul, nu sunt separate de un singur plan de ruptură, ci de mai multe suprafețe de ruptură sau printr-o unitate de brezii, cu lățimi variabile, se vorbește de o zonă de falie.

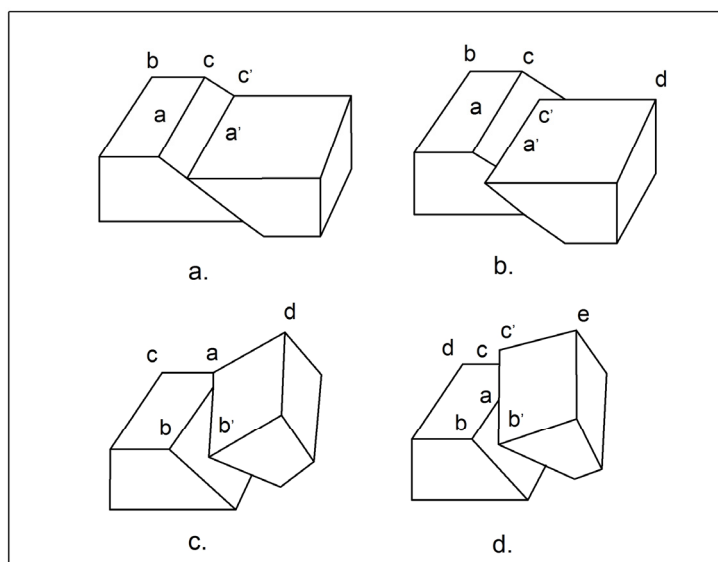


Fig. 8. 26. Moduri de deplasare a compartimentelor unei falii: a. și b. translație; c. și d. rotire; a – a', b – b', c – c' – puncte adiacente înainte de falie (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 184)

Pereții faliei se referă la zona adiacentă suprafeței de ruptură a celor două compartimente.

Linia faliei este dată de intersecția faliei cu suprafața topografică.

Săritura faliei se referă la mărimea deplasării verticale relative a compartimentelor unul față de altul (fig. 8. 27). Conform literaturii de specialitate (Pauliuc și Dinu, 1985; Grasu, 1997) ea este de mai multe tipuri.

Săritura totală reprezintă distanța măsurată în planul faliei de la un punct situat pe unul din pereții faliei, până la punctul din peretele opus, care ia fost adiacent înainte de falie. Săritura totală are mai multe componente:

- săritura pe înclinare este o componentă a săriturii totale măsurată pe înclinarea faliei, ea reprezentând mărimea deplasării compartimentelor după linia de cea mai mare pantă din planul de falie;

- săritura pe direcție sau săritura longitudinală se măsoară paralel cu direcția faliei și reprezintă proiecția săriturii reale pe linia de direcție;
- săritura verticală este componenta pe verticală a săriturii pe înclinare și se referă la diferența de altitudine dintre compartimente;
- săritura orizontală materializează mărimea deplasării compartimentelor măsurată în plan orizontal;
- săritura transversală reprezintă deplasarea relativă a compartimentelor pe orizontală, măsurată perpendicular pe direcția faliei (în cazul faliilor normale săritura transversală exprimă mărimea îndepărtării compartimentelor sau deschiderea faliei, pentru ca în situația faliilor inverse sau de încălecare, să reprezinte măsura în care cele două compartimente s-au apropiat și s-au acoperit unul pe altul, de unde și denumirea de acoperirea faliei).

Săritura stratigrafică exprimă mărimea deplasării compartimentelor măsurate după planul de cea mai mare declivitate a stratelor; în situația strateror orizontale ea este egală cu săritura verticală.

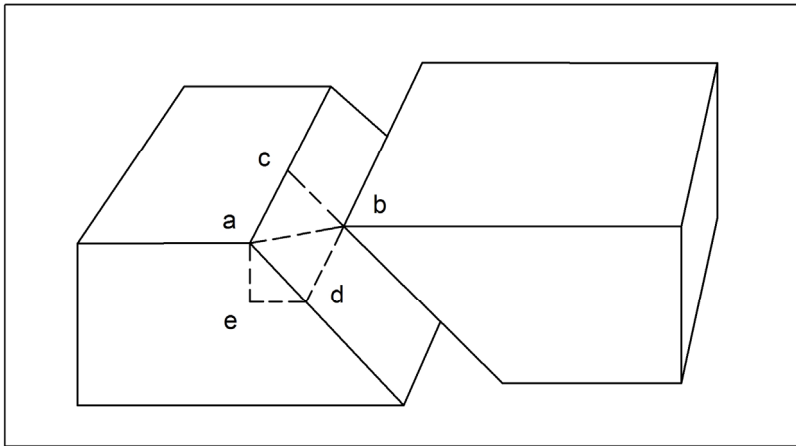


Fig. 8. 27. Săritura totală și componentele ei: ab – săritura totală; ac – săritura pe direcție; ad – săritura pe înclinare; ae – săritura verticală; ed – săritura orizontală (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 184)

Pitch-ul faliei reprezintă unghiul format în planul faliei între orientarea săriturii totale și o orizontală a planului de falie; el practic exprimă înclinarea aparentă a săriturii totale.

Pasul faliei este distanța în plan a depărtării celor două compartimente.

Planul faliei reprezintă suprafața de contact care se formează între două compartimente.

Orientarea faliei se referă unghiul format între nord și direcția faliei.

Tipuri de falii. Cu toate că există numeroase criterii de clasificare a faliilor, ele pot fi categorisite sub aspect geometric și genetic.

Clasificarea geometrică a faliilor ține cont de următoarele criterii (Pauliuc și Dinu, 1985):

- după raportul dintre direcția faliei și direcția stratelor: falii direcționale (direcția este paralelă cu a stratelor), falii de stratificație (planul faliei coincide cu un plan de stratificație), falii perpendiculare pe direcția stratelor și falii oblice;
- în raport cu direcția planului axial al unei cute: falii longitudinale (orientate paralel cu direcția planului axial al cutoi), falii transversale (orientate perpendicular față de direcția axelor cutelor);
- în funcție de mărimea unghiului de înclinare: falii verticale, falii cu înclinare mare (înclinarea este mai mare de 45°), falii cu înclinare mică;
- după raportul dintre înclinarea planului faliei și cea a stratelor: falii verticale în strate horizontale, falii verticale în strate înclinate, falii verticale în strate verticale, falii înclinate direcționale în strate înclinate. Ultimele tipuri de falii, se împart la rândul lor în funcție de sensul înclinării stratelor în: falii conforme (înclină în același sens cu cel al stratelor pe care le afectează), falii contrare (înclină în sens contrar înclinării stratelor);
- după sensul deplasării aparente a compartimentelor, vizibil în secțiuni geologice perpendiculare pe direcția faliei, dar când orientarea săriturii totale (reale) nu se cunoaște, se evidențiază: falii aparent normale (când stratul reper din compartimentul superior apare coborât în raport cu același reper din compartimentul inferior) și falii aparent inverse;
- după modul de asociere în plan orizontal se deosebesc: sisteme de falii paralele, în culise, în releu, radiare (fig. 8. 28);

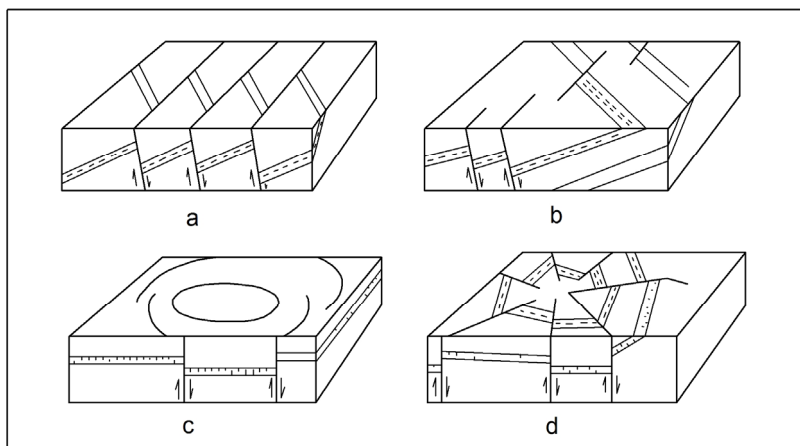


Fig. 8. 28. Asociații de falii în plan orizontal: a – paralele; b – în culise; c – concentrice; d – radiare (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 192)

- după modul de prezentare în secțiuni transversale se disting: falii în trepte (compartimentele faliatate coboară succesiv într-un singur sens), horsturi (asociații de falii la care compartimentul central este mai ridicat decât celelalte), grabene (sisteme

de falii la care compartimentul central este mai coborât decât celelalte) (fig. 8. 33 și 8. 34), hemigrabene (compartimente coborâte limitate de o parte de falii, iar de cealaltă parte de o flexură).

Clasificarea genetică a faliilor ia în considerare natura mișcărilor relative sau absolute ale compartimentelor. Evidente sub acest aspect sunt faliile normale, inverse (de încălecare) și transcurente (decoșările).

Faliile normale, denumite și de distensiune sau gravitaționale, se remarcă prin deplasarea compartimentului superior, în jos pe înclinarea planului, față de compartimentul inferior (Pauliuc și Dinu, 1985) (fig. 8. 25). Formarea lor presupune îndepărtarea compartimentelor delimitate de linia de falie.

Faliile inverse (de încălecare) sunt cele la care compartimentul superior se deplasează în sus, pe înclinarea planului de falie. Ele sunt rezultatul acțiunii unor forțe de compresiune, de unde și denumirea de falii de compresiune orizontală (Pauliuc și Dinu, 1985). Autorii citați menționează în continuare că, termenul de falie inversă se utilizează în sens restrâns, doar pentru faliile de compresiune cu înclinare mai mare de 45° . În schimb pentru faliile cu înclinări cuprinse între 45° și 10° se utilizează termenul de încălecare. Dacă componenta verticală a săriturii totale este mai mare decât cea orizontală, ea exprimă existența unei falii inverse propriu-zise; când componenta verticală a săriturii este mai mică decât cea orizontală, vorbim de încălecări. În cazul în care unghiul de înclinare este mai mic de 10° , iar săritura totală este de ordinul kilometrilor sau zecilor de kilometri, este vorba de *pânze de șariaj* (Pauliuc și Dinu, 1985).

Faliile transcurente sau decoșările sunt cele la care compartimentele s-au deplasat unul față de altul, după o linie paralelă cu direcția planului de ruptură; este vorba de prezența unei mișcări de culisare fără ca cele două compartimente să efectueze o ridicare sau o coborâre relativă (Pauliuc și Dinu, 1985); suprafața de decoșare poate fi: verticală, înclinată sau chiar orizontală (fig. 8. 29).

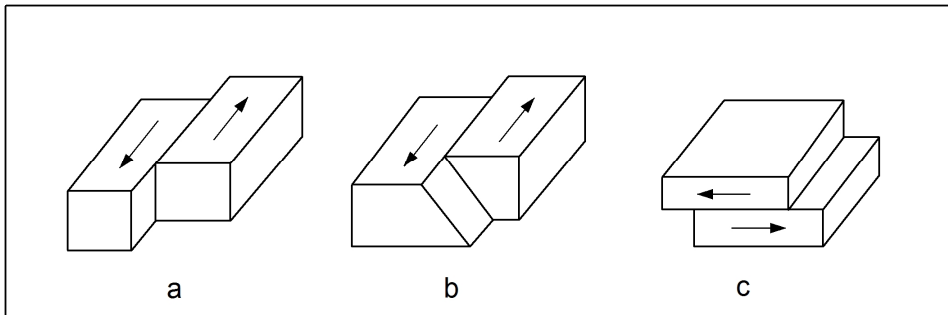


Fig. 8. 29. Decoșări: a – verticală; b – înclinată; c – orizontală (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 195)

După profunzime se deosebesc dislocații de suprafață sau falii și de profunzime, denumite și fracturi. Când ajung până în manta ele se numesc fracturi crustale sau superfracturi.

Relieful faliilor se referă la morfologia rezultată în urma înălțării, coborârii și îndepărtării pe orizontală a unor compartimente sau blocuri ale scoarței. De asemenea, prin denivelarea morfologică pe care o introduc creează și întrețin un câmp de lucru pentru agenții geomorfologici externi.

Dintre formele de relief rezultate cel mai evident este **frontul faliei**; el coincide cu planul falie. Acesta are aspectul unei denivelări morfologice (fig. 8. 30), rezultată în urma unei deplasări verticale a celor două compartimente separate de planul faliei. În situația faliilor transcurente, cu toate că nu sunt prezente abrupturi specifice, existența lor este pusă în evidență de forma în plan a rețelei hidrografice; râurile care traversează astfel de falii formează confluențe în unghi drept. De asemenea, râurile care trec de pe un compartiment al faliei pe altul, pot forma, odată cu schimbarea valorii pantei albiei, acumulări fluviale depuse sub formă de evantai (aluvial-fan) (Bull, 2007).

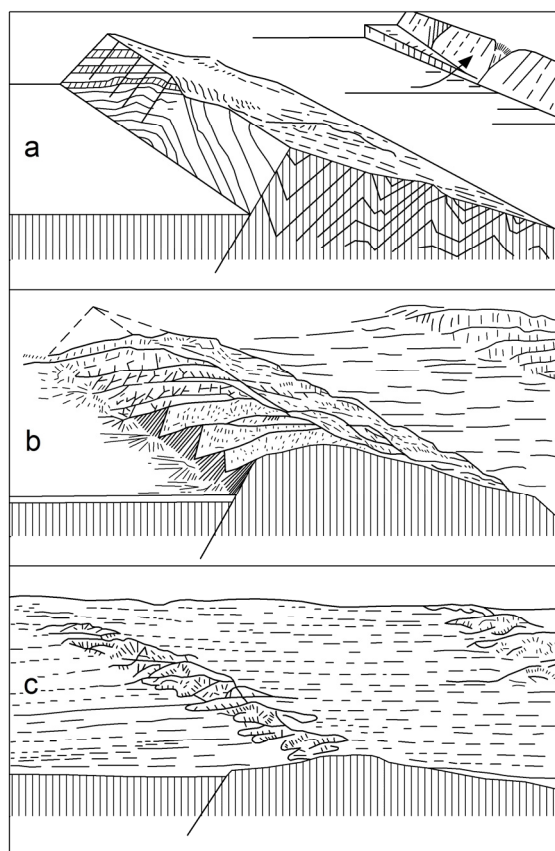


Fig. 8. 30. Stadiile dezvoltării reliefului de falie: a – inițial; b - mediu; c – final (Lobeck, 1933 citat de Mac, 1996, p. 102)

Sub aspect conceptual frontul faliei reprezintă porțiunea din planul de falie situată deasupra liniei de falie. Altitudinea relativă a lui reflectă mărimea înălțării sau

coborârii unui compartiment al scoarței în raport cu altul (Ielenicz, 2005). Conform autorului citat, evoluția și morfologia acestuia este influențată de o serie de variabile: rezistența rocilor, mărimea denivelării, condițiile climatice, mișcările tectonice (faliile pot fi rejucate, menținând viguroase vechile abrupturi sau creând altele noi, pe care agenții geomorfologici externi să își consume energia), timpul etc.

Morfologia de detaliu a frontului de falie rezultă în urma interacțiunii suprafeței inițiale a acestuia, considerată destul de uniformă, cu agenții geomorfologici externi. Raportat la acțiunea acestora faliile se impun și indirect în relief prin faptul că întrețin o modelare diferențiată (Bull, 2007; Burbank și Anderson, 2012). De obicei, rata de eroziune a compartimentul ridicat al faliei este mai mare, comparativ cu cea a compartimentului coborât, care de cele mai multe ori poate fi acoperit cu materiale provenite de la partea superioară.

În funcție de condițiile climatice frontul faliei este fragmentat de către torenți sau râuri și transformat într-o serie de fațete de falie, de formă triunghiulară; ca exemplu pot fi date fronturile de falie din Munții San Gabriel, din sudul Californiei, sau abruptul Sheep Mountain, din sud-vestul Arizonei) (Bull, 2007).

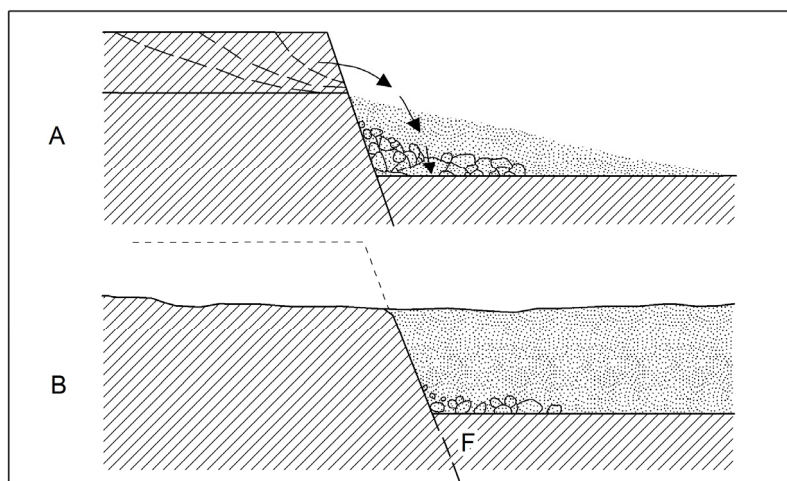


Fig. 8. 31. Fosilizarea unui abrupt de falie: A – faza acoperirii compartimentului scufundat cu depozite; B – nivelarea compartimentului ridicat (Cioacă, 2006, p. 126)

Sub aspect evolutiv lucrurile pot merge mai departe, ajungându-se ca un front de falie, pe măsură ce acesta devine inactivă, să se transforme într-un versant de eroziune. Chiar dacă anterior exista o falie, împreună cu morfologia asociată, ea ajunge să fie mascată de sedimente, iar compartimentul ridicat al faliei să fie erodat până la nivelul compartimentului coborât sau rămas pe loc (fig. 8. 30), caz în care falia nu se mai evidențiază morfologic (Mac, 1996).

Există și situații în care abruptul de falie poate să lipsească, în cazul în care compartimentul coborât a fost acoperit cu sedimente, până la nivelul celui ridicat. Pe

această care se ajunge la existența unor contacte litologice care ascund falii fosilizate lipsite de abrupturi (fig. 8. 31).

Dovada existenței unei falii inactive și a contactelor litologice care o însoțesc este dată doar de rețeaua hidrografică, prin intermediul schimbărilor bruște ale cursurilor în profil longitudinal sau prin modificări ale morfologiei albiilor în profil transversal (Bull, 2007).

Dintre criteriile utilizate, pentru clasificarea fronturilor de falie, se remarcă cel al modului de așezare a straturilor faliat și cel al poziției liniei de falie. Conform acestora se deosebesc următoarele (fig. 8. 32): fronturi normale (sunt caracteristice structurilor orizontale), fronturi consecvente (se întâlnesc atunci când falierea se realizează în conformitate cu înclinarea straturilor) și fronturi obsecvente (se formează în cazul falierii după un plan contrar direcției de înclinare a straturilor) (Mac, 1976).

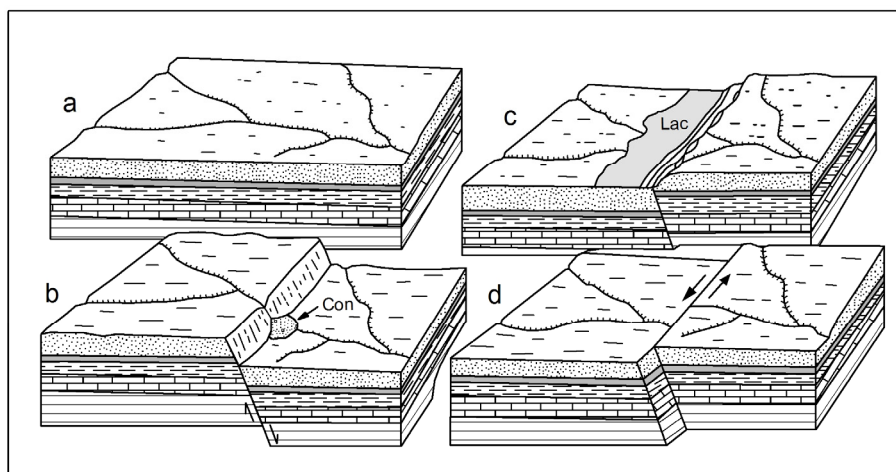


Fig. 8. 32. Tipuri de falii: a – bloc nefaliat; b – falie normală simplă; c – falie contrară; d – decoșare orizontală (Longwell et al., 1963, citați de Mac, 1976, p. 98)

În teren fronturile de falie pot fi identificate pe baza unor caracteristici geologice și geomorfologice (Blackwelder, 1928 și Tricart, 1968, citați de Mac, 1976):

- un abrupt cu frontul determinat;
- prezența marginilor de falie indicate prin particularitățile înscrise deasupra lor;
- existența fațetelor triunghiulare și a pintenilor terminali ai frontului;
- linearitatea planurilor;
- forma de V a văilor alungite pe linie de falie;
- prezența izvoarelor la baza frontului de falie;
- frecvența alunecărilor și a surpărilor;
- alinierea creștelor, vârfurilor și boturilor de deal;
- dispunerea longitudinală, dreaptă și paralelă, a cursurilor de apă peste roci de diferite tipuri și structuri etc.

Efectul faliilor, în relieful de ansamblu al unei regiuni, nu se limitează doar la simpla prezență unor fronturi de falie (Bull, 2007). De exemplu, configurația rețelei hidrografice și a liniilor de țărm este determinată în multe cazuri de prezența liniilor de falie. Referitor la rețeaua hidrografică, aceasta poate avea cel puțin două poziții, raportat la denivelarea asociată unei falii: una longitudinală (ea este conformă cu orientarea faliei, caz în care râul va avea o vale tectonică; de exemplu, Valea Cernei la Herculane sau Valea Dunării între Iuți și Orșova) și alta transversală (adică în discordanță cu falia; în această situație albia râului va fi prevăzută cu denivelări și rupturi de pantă, care dau cascade la traversarea liniei de falie) (Coteț, 1971).

În același timp, de-a lungul faliilor profunde poate pătrunde magma, care ulterior prin consolidare generează relieful magmato-vulcanic, pot apărea focare ale cutremurelor, plăcile litosferice se deplasează unele în raport cu altele, prin intermediul faliilor transformante etc.

Prezența asociațiilor de falii determină formarea reliefului cu horsturi și grabene (fig. 8. 33).

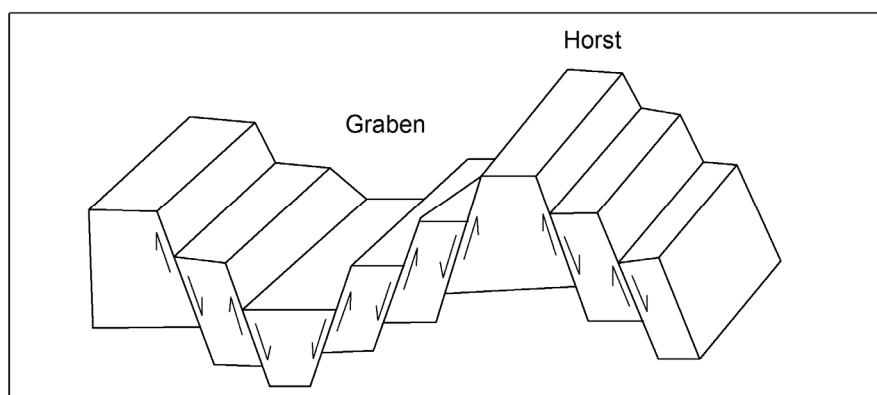


Fig. 8. 33. Graben și horst (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 205)

Un compartiment îngust din scoarță coborât și flancat de două linii de falie normale, reprezintă un **graben** (fig. 8. 33 și 8. 34). Grabenele pot fi delimitate și grupe de falii, fapt care face ca marginile lor să fie în trepte (Burbank și Anderson, 2012), cum este în cazul Grabenului Rinului. Dimensiunile lor pot fi considerabile, luând aspectul unor depresiuni extinse (Huggett, 2017), așa cum este în cazul celor în care se află Marea Moartă, Valea Morții, Grabenul Rinului, Grabenul Est-African etc. Ele au aspectul unor și culoare tectonice. Analizate în profil transversal, grabenele pot fi simetrice (Grabenul Rinului, Grabenul Bistra-Strei etc.), asimetrice, simple (când pe una dintre laturi este prezentă o falie, iar pe cealaltă o flexură; ele se mai numesc și semigrabene), în trepte (când este vorba de un sistem de falii) (Mac, 1976). Abrupturile care delimitează grabenul evoluează inclusiv prin intermediul proceselor geomorfologice specifice versanților, fapt care determină lărgirea văilor de tip graben.

La partea inferioară a grabenelor se organizează râuri, care modelând relieful existent formează văi de falie. Ele urmăresc traseul fracturilor scoarței, având un curs rectiliniu dictat de eroziunea selectivă care are loc de-a lungul zonei de strivire (Naum și Grigore, 1974). În această situație sunt văile Bistrei, Timișului și Cernei, din vestul Carpaților Meridionali. Dacă drenajul este împiedicat de neuniformitățile de la partea inferioară a grabenelor se formează lacuri, de tipul celor din Oregon, care le pot colmata.

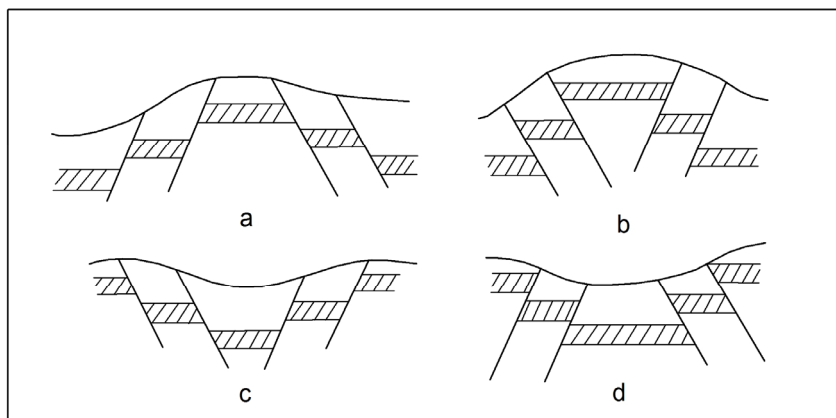


Fig. 8.34. Tipuri de horsturi și grabene: a – horst de distensiune; b – horst de compresie; c – graben de distensiune; d – graben de compresie (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 193)

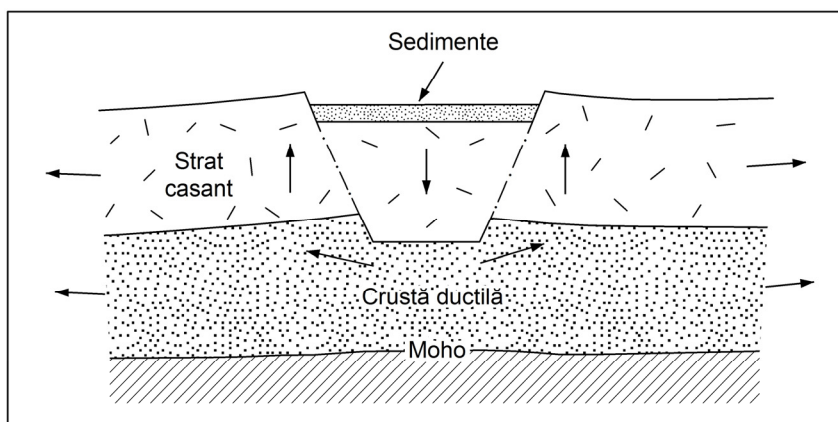


Fig. 8.35. Formarea grabenului prin subsidența unei pene înguste de crustă superioară casantă (Bott, 1981, citat de Pauliuc și Dinu, 1985, p. 208)

Cercetarea exhaustivă a mecanismelor de formare a grabenelor a permis elaborarea unor modele, care să lege geneza acestora de tectonica plăcilor litosferice. Dintre acestea se remarcă ce al lui Bott (1976 și 1981, citat de Pauliuc și Dinu, 1985). La baza acestui model a stat ideea mecanismului de subsidență în pană. Autorul modelului a presupus că scoarța este supusă la un stres tensiv. La început stratul casant răspunde printr-o

extensiune elastică, în timp ce partea ductilă de dedesubt se deformează printr-o curgere lentă. În aceste condiții partea superioară a scoarței va ceda prin fracturi de forfecare, rezultând falii gravitaționale (fig. 8. 35).

Tensiunea din partea superioară a scoarței, cea care determină riftarea și formarea grabenelor, este interpretată ca o consecință a bombării sau arcuirii substratului, datorită activității unui dom termic de manta (Pauliuc și Dinu, 1985). Autorii citați presupun că există o relație mecanică între arcuirea scoarței de tip continental și riftarea sau formarea grabenului, bazată pe ideea că dezvoltarea domului termic precedă riftarea; în consecință au fost propuse trei stadii de dezvoltare în evoluția unui rift:

- existența unui panăș de manta care se formează sub litosfera continentală;
- litosfera devine mai caldă, se subțiază și determină o ridicare a limitei litosferă-astenosferă, cu formarea unui dom termic; drept urmare se produce o ridicare izostatică a crustei și se dezvoltă un stress tensiv în partea superioară, casantă, a scoarței;
- când stressul devine destul de mare începe formarea grabenului, prin dezvoltarea faliilor gravitaționale pe cele două direcții ale planurilor de forfecare (fig. 8. 36).

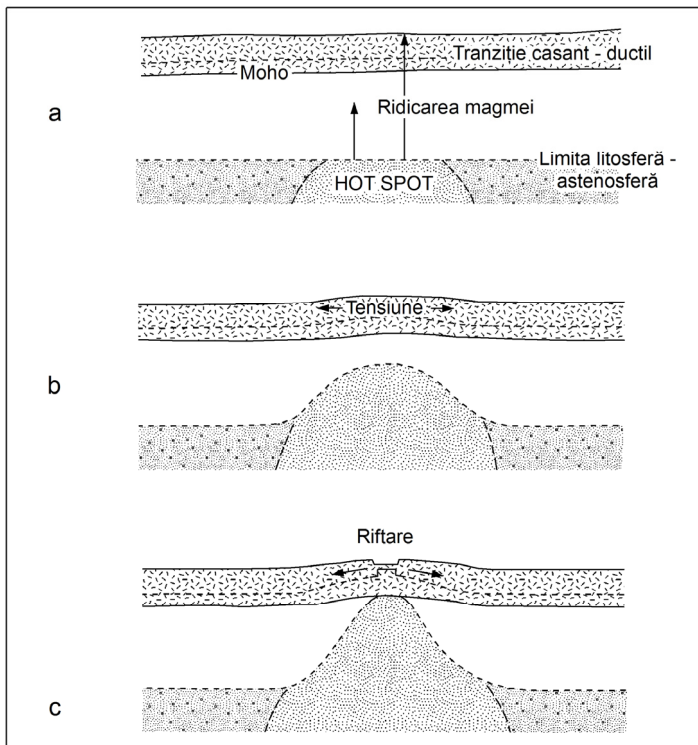


Fig. 8. 36. Stadii de dezvoltare a structurilor de rift continental: a, b, c – stadii succesive de evoluție (Bott, 1981, citat de Pauliuc și Dinu, 1985, p. 209)

Se poate concluziona că, majoritatea grabenelor se formează în teritorii de slăbire preexistente ale scoarței. Într-o astfel de situație se află și grabenele din Africa

de Est, de la Marea Roșie și Marea Moartă, din zona Lacului Baikal, Grabenul Rinului etc., toate fiind orientate paralel cu fâșiile de slăbire a scoarței, de-a lungul cărora rezistența la tensiune este diminuată în raport cu cea a terenurilor din învecinate (Pauliuc și Dinu, 1985).

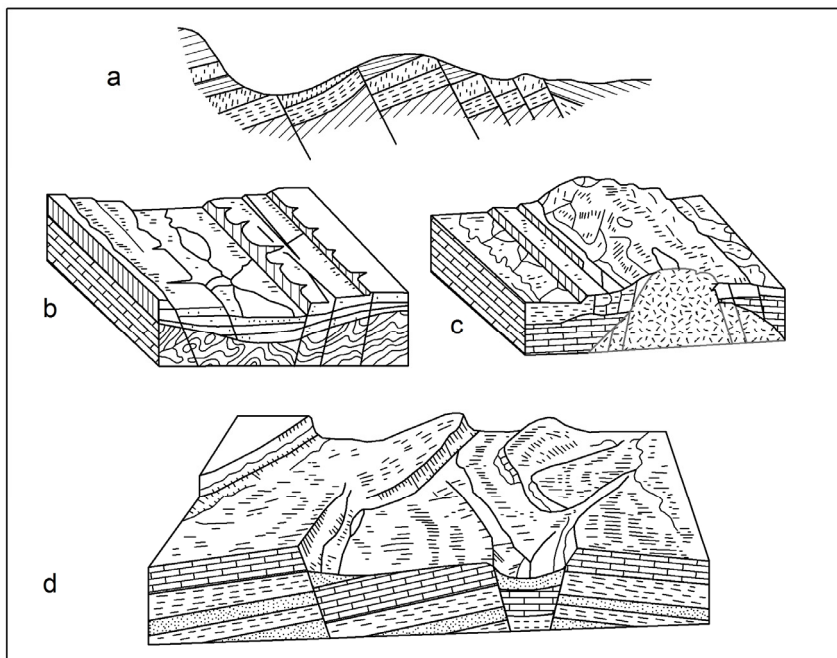


Fig. 8. 37. Reflectarea în relief a unor sisteme de falii: a – falii în trepte antitactice; b – graben; c – horst; d – structură complexă (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 198)

Ridicarea unui compartiment din scoarță sau menținerea lui mai înalt, comparativ cu două compartimente care coboară lateral, pe linii de falie, determină la formarea unui **horst** (fig. 8. 33 și 8. 37). Când ele sunt de dimensiuni considerabile formează munții de tip bloc (Munții Vosgi, Munții Hartz, Munții Pădurea Neagră, Munții Pădurea Turingiei, Masivul Preluca etc), delimitați de abrupturi de falie. Pentru formarea lor este necesară prezența unor asociații de falii, care să determine deplasări verticale ale scoarței, de sens contrar, pe suprafețe extinse, de ordinul zecilor de mii de km². De obicei versanții munților-bloc sunt abrupti, datorită formării unor văi adânci de râurile care drenează grabenele care îi delimitează. În condițiile climatice din teritoriile aride și semiaride versanții munților-bloc au posibilitatea să evolueze prin retragere paralelă cu ei înșiși, formând la baza lor pedimente (Bull, 2007).

Au fost distinse mai multe tipuri de horsturi: simetrice (încadrate de două falii), asimetrice (mărginite într-o parte de o falie, iar în cealaltă parte este intersectat de o succesiune de falii în trepte, de exemplu, Munții Vosgi) și unghiulare (dispuse între falii ce se intersectează în unghi ascuțit, așa cum este în cazul Horstului Sinai) (Mac, 1976).

În multe cazuri grabenele și horsturile sunt asociate, constituind forme complementare (de exemplu grabenul rhenan este mărginit de horstul Munților Vosgi și de horstul Munții Pădurea Neagră) (Naum și Grigore, 1974).

În concluzie se poate nota că structurile geologice se formează și sub efectul mișcărilor tectonice de falieri. Acestea fragmentează scoarța terestră, distanțează blocurile acesteia în plan orizontal și vertical, provocând formarea unui relief tectonic de dislocație, prezent sub formă de abrupturi, grabene, horsturi etc. Ulterior acestea sunt modelate de către agenții geomorfologici externi, care prin eroziune le determină morfologii specifice. În acest context, o falie prezintă importanță morfogenetică, atât timp cât se comportă ca o denivelare a scoarței.

8.7. RELIEFUL STRUCTURILOR ȘARIAȚE

Pânzele de șariaj se formează atunci când componenta verticală a unei falii inverse are un plan de ruptură cu înclinare relativ redusă (mai mică de 10°), fapt care îi permite compartimentului superior să se deplaseze mult pe orizontală și să se suprapună pe distanțe mari (de ordinul kilometrilor sau zecilor de kilometrii) peste compartimentul inferior. Compartimentul care a rămas pe loc reprezintă autohtonul pânzei, iar cel care s-a deplasat, pentru a-l acoperi pe cel precedent, este pânza de șariaj; ele sunt separate de o suprafață de contact considerată anormală.

Pânza de șariaj este o unitate tectonică alohtonă, care s-a deplasat de pe fundamentul ei inițial pe o distanță de câteva ori mai mare decât grosimea sa, dar depășind 5 km; deplasarea se face de-a lungul unui plan de alunecare predominant suborizontal, iar pânza ajunge peste un fundament străin denumit alohton (Pauliuc și Dinu, 1985).

Structurile șariate sunt incluse, din aceste motive, în categoria celor complexe. Formarea lor atrage după sine prezența mai multor **elemente** (Pauliuc și Dinu, 1985; Grasu, 1997):

- **rădăcina pânzei** reprezintă zona de origine a pânzei (în majoritatea cazurilor este dificil de stabilit datorită desprinderii complete de substratul său);
- **planul de șariaj** constituie suprafața de ruptură de-a lungul căreia are loc deplasarea corpului pânzei;
- **autohtonul** este masa de roci peste care a fost împinsă stiva de sedimente;
- **șarniera frontală** sau partea frontală - este locul geometric al punctelor extreme atinse de pânză;
- **șarniera radicală** sau zona din autohton din spatele căreia provine pânza (fig. 8. 38);
- **lățimea de acoperire** reprezintă distanța măsurată pe orizontală dintre șarniera frontală și șarniera radicală, perpendicular pe direcția pânzei;
- **digitația** este o încălecare secundară în cadrul masei de roci a pânzei; poate avea mai mulți kilometri; uneori se pot dezvolta 4 – 5 digitații;

- **lamboul de împingere** reprezintă un pachet de strate antrenat de-a lungul suprafeței de șariaj; el poate fi smuls din autohton, caz în care va fi poziționat în fruntea pânzei, sau din pânză, situație în care rămâne mult în urmă; dacă pachetul de depozite antrenat pe planul de șariaj este de dimensiuni reduse, se numește lamă de șariaj.

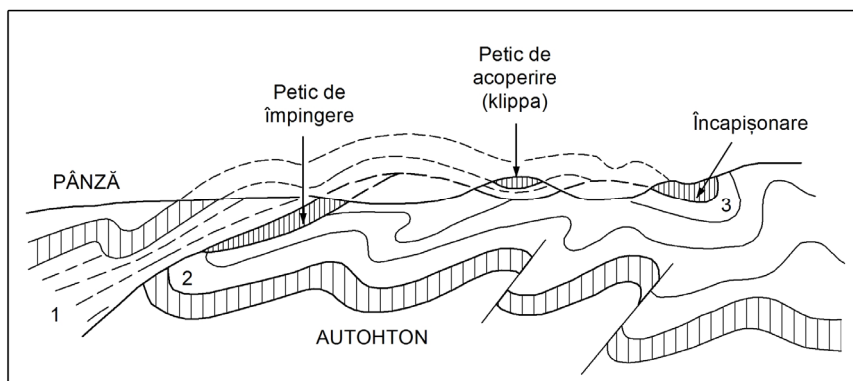


Fig. 8. 38. Pânză de șariaj; 1 – zona de rădăcină; 2 – șarniera ridicată; 3 – șarniera frontală (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 224)

Alături de pânzele de șariaj există și pânze de acoperire (fig. 8. 39). Între ele nu se poate pune semn de egalitate, cu toate că prezintă numeroase asemănări, deoarece pânzele de acoperire cu toate că reprezintă unități tectonice alohtone, care indică inversiuni stratigrafice pe suprafețe extinse, sunt doar cute culcate, de mari dimensiuni, care-și păstrează ambele flancuri (Pauliuc și Dinu, 1985).

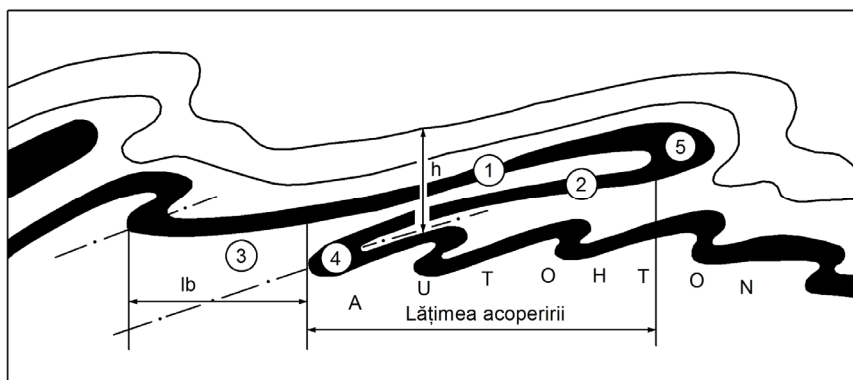


Fig. 8. 39. Pânză de acoperire; 1 – flanc normal; 2 – flanc invers; 3 – zona de rădăcină; 4 – șarniera radicală; 5 – șarniera frontală; lb – lățimea bazei; h – înălțimea pânzei (Dumitrescu, 1962, citat de Pauliuc și Dinu, 1985, p. 223)

Dacă înclinarea planului de șariaj în apropierea suprafeței terenului se menține redusă, procesele de eroziune ce acționează asupra pânzei, determină formarea următoarelor **elemente** la limita pânză – autohton (Pauliuc și Dinu, 1985):

- **frontul de eroziune** sau **frontul de șariaj** constituie intersecția planului de șariaj cu suprafața topografică (este cu atât mai festonat cu cât înclinarea planului de șariaj este mai redusă);

- **peticul de acoperire** sau **klippa** este aceea parte a pânzei, care prin eroziune a fost izolată complet de corpul principal (fig. 8. 40); sub aspect geologic clipele sunt considerate masive exotice față de regiunile înconjurătoare (Coteț, 1971);

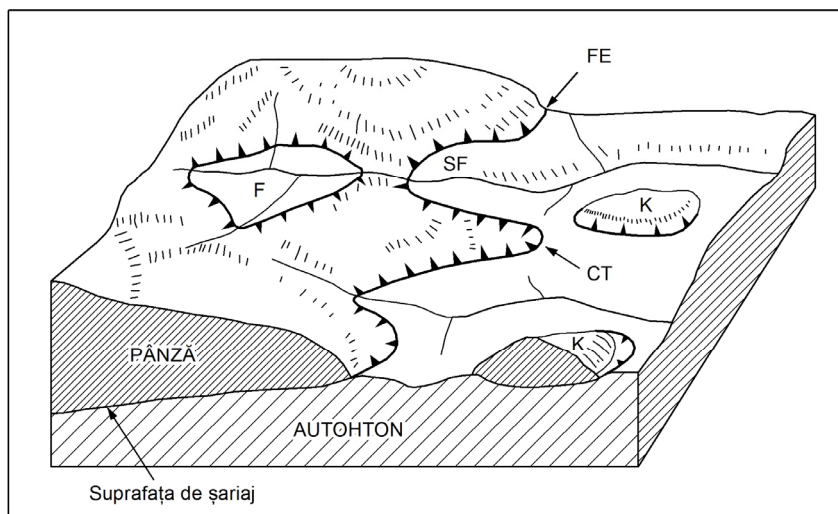


Fig. 8. 40. Elementele cartografice ale pânzei de șariaj; FE – front de eroziune; F – fereastră; SF – semifereastră; CT – cap tectonic; K – klippă (Pauliuc și Dinu, 1985, p. 226)

- **capul tectonic** este o porțiune din pânză mai avansată, dar separată incomplet de către eroziune de corpul pânzei;

- **fereastra tectonică** reprezintă deschiderea cu contur închis realizată de eroziune în pânză, prin care se poate observa autohtonul (fig. 8. 41);

- **semifereastră** sau **golful tectonic** se referă la descoperirea autohtonului, prin eroziune, în fruntea pânzei, după un contur semiînchis.

Odată cu impunerea Teoriei Tectonicii Globale explicarea genezei pânzelor de șariaj a devenit mai accesibilă. În acest context factorul motrice, necesar pentru a pune în mișcare pânza și a explica șariajul, a fost identificat la marginea plăcilor litosferice, acolo unde au loc procese tectonice de genul subducției, obducției, coliziunii etc. (Cioacă, 2006). Prin deplasarea lor, plăcile litosferice determină fragmentarea și bascularea formațiunilor geologice pe distanțe de zeci de kilometri. Se ajunge în aceste condiții la deformarea structurilor inițiale, până la încălecare lor (Ielenicz, 2005).

În această manieră se formează o structură complexă alcătuită, așa cum am precizat, din două compartimente principale: structura din bază (denumită autohton) și structura acoperitoare (numită pânza).

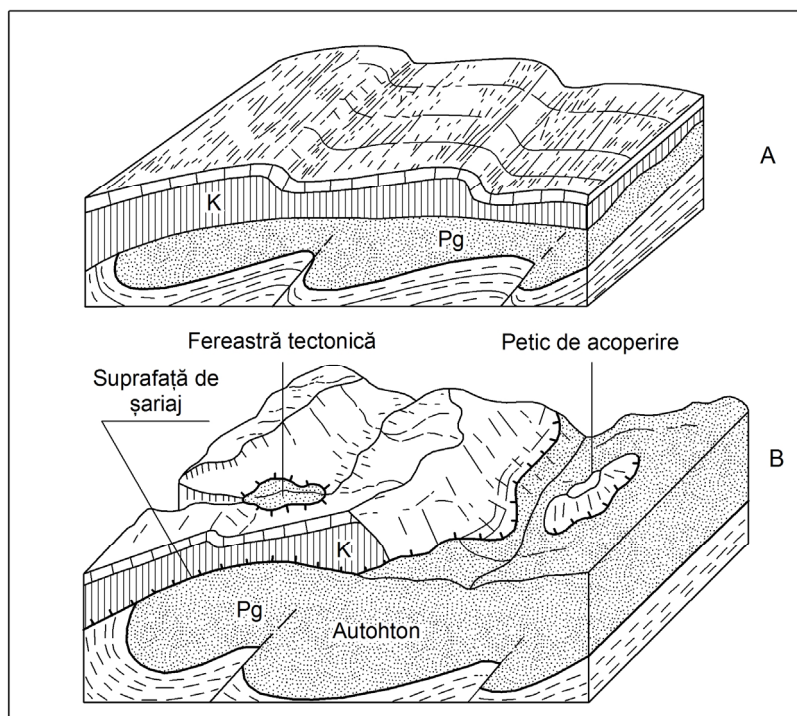


Fig.8. 41. Blocdiagrame reprezentând o pânză de șariaj; A – stadiu primar; B – situație după intervenția eroziunii; K – Cretacic; Pg – paleogen (Grasu, 1997, p. 103)

Formele de relief asociate pânzelor de șariaj vor fi în conformitate cu cele două structuri suprapuse: de suprafață (formată în timpul procesului de șariaj) și de adâncime (generată anterior șariajului). Lor li se adaugă formele de relief caracteristice contactului dintre structurile principale.

Cele mai specifice forme de relief determinate de evidențierea pânzelor de șariaj sunt următoarele (Traian și Grigore 1974; Mac, 1980a):

- **bordura internă** este localizată pe partea internă a pânzei de șariaj (spre rădăcina pânzei). Ea este evidențiată de orizonturile de roci dure, care domină depresiunea asimetrică formată în sectorul de rădăcină al corpului pânzei. Sub aspect structural ea este o cuestă.

- **frontul extern** este rezultatul înălțării fundamentului de sub frontul pânzei, ceea ce conduce la apariția unui abrupt disimetric, cu orientare opusă față de bordura interne, adică spre exterior. Cuesta astfel formată este mai abruptă decât cea a bordurii interne, datorită prezenței lamelor de șariaj. Ea se mai numește și cuesta frontului extern (Chardonnet, 1955)

- **fereaștră de eroziune** se generează prin adâncirea văilor transversale în cadrul pânzei de șariaj, până la nivelul autohtonului, pe care îl aduce la zi. Aceasta poate fi încadrată de două cueste asimetrice, menținute de stratele dure din petecul

de acoperire. Prima dintre cueste înclină către rădăcina pânzei, iar cea de-a doua în sens contrar, spre fruntea acesteia,

- ***petecul de acoperire*** sau klippa este un rest detașat din partea frontală a pânzei, menținut pe poziție originală. De obicei, din cauza evoluției îndelungate, el este redus la forma de creastă sau de vârf izolat, cum este în cazul Munților Godeanu și Munților Cernei.

- ***crestele interne*** se formează în urma erodării sectoarelor bombate din alohton, în conformitate cu direcția de înclinare a stratelor. Acestea pot fi orientate spre frontul pânzei, invers acestuia sau pot avea o dezvoltare verticală de tip sierra în situația în care stratele sunt redresate perpendicular; un exemplu de creastă internă îl reprezintă Culmea Pleșului în Munții Codru Moma.

Modelarea timp îndelungat a structurilor șariate, în condiții subaerene, determină ca pânzele de șariaj să fie erodate pe suprafețe considerabile, iar autohtonul să fie adus la zi. Inițial sunt evidențiate proeminențele autohtonului, pentru ca ulterior, după ce pânza este îndepărtată aproape în totalitate, el să fie modelat de către agenții externi, rezultând masive, creste, suprafețe structurale etc. O astfel de situație este prezentă în cazul Carpaților Meridionali, unde Pânza Getică acoperă Autohtonul Danubian (Munții Almăj, Retezat și Parâng reprezintă autohtonul ajuns la zi, iar Munții Cernei și Godeanu constituie două clipe rămase din pânza de șariaj inițială), precum și în Carpații Oriental, unde sunt prezente pânzele flișului, sau în Munții Apuseni (remarcabile sunt Pânzele de Codru și Biharia). Situația din Carpații Meridionali atestă că eroziunea realizată de agenții geomorfologici externi, a fost evidentă după efectuarea șariajului, dovadă stând în acest sens îndepărtarea unor părți extinse ale pânzei de șariaj.

8.8. RELIEFUL STRUCTURILOR DISCORDANTE ȘI DE CONTACT STRUCTURAL

Alături de relieful format pe tipurile de structuri anterior prezentate, se întâlnesc și situații deosebite, care implică prezența mai multor tipuri de structuri. Modelarea acestora determină formarea unui relief specific, denumit al structurilor discordante și de contact structural.

Structurile discordante se formează prin acumularea unor depozite sedimentare, peste o suprafață de nivelare (Naum și Grigore, 1974). Cele două elemente structurale sunt separate de un plan de discordanță (Ielenicz, 2005), marcat de o lacună stratigrafică. Structura din bază este reprezentată de un masiv montan nivelat, iar cea de la partea superioară este constituită din formațiuni sedimentare, dispuse de obicei monoclin (înclină dinspre masiv spre centrul bazinului de sedimentare). Formațiunea sedimentară este dispusă sub un anumit unghi, față de structura de la partea inferioară.

Mai trebuie luat în considerare că suprafața peste care s-au depus formațiunile sedimentare nu a fost una uniformă, în condițiile în care poate fi o peneplenă sau pediplenă aflată în curs de modelare sau chiar un teren accidentat din cauza faliilor sau a modelării fluviale anterioare.

Geneza unui relief specific pe astfel de aranjamente structurale necesită îndeplinirea a cel puțin două condiții: prima dintre ele cere ca planul de discordanță să fie scos la zi de către eroziune pe spații relativ mari, iar cea de-a doua ca sub aspect litologic structura de la partea inferioară să fie mai dură (Posea et al., 1976; Rădoane et al. 2000).

Astfel de condiții au fost posibile atât la periferia masivelor vechi, formate în urma orogenezei hercinice, cât și în cazul sâmburilor cristalini ai Munților Carpați sau a formațiunilor eruptive și chiar a celor sedimentare mai dure (calcare, gresii cuarțitice etc.), dacă au fost modelate într-un ciclu avansat de eroziune (Posea et al., 1976; Ielenicz, 2005).

Odată îndeplinite condițiile menționate, evoluția unor astfel de teritorii poate fi schematizată ținând cont de următoarele etape: prezența unui masiv montan, nivelat și transformat într-o suprafață de eroziune (peneplenă sau pediplenă), la periferia căruia există un bazin de sedimentare; acoperirea cu depozite sedimentare a unei părți a masivului din cauza unor scufundări tectonice sau a unor transgresiuni marine; ridicarea tectonică a întregului ansamblu structural (bazin plus munte); crearea unor condiții favorabile pentru o eroziune accentuată, care înlătură depozitele sedimentare de pe suprafețe extinse aducând la zi planul de discordanță dintre cele două structuri (Mac, 1980a). În funcție de aportul adus de fiecare dintre variabilele enumerate mai sus va fi și intensitatea eroziunii, cea de care va depinde geneza formelor de relief.

Caracteristicile și tipologia formelor de relief generate în urma unei astfel de evoluții vor depinde de tipul masivului montan, de procesul de sedimentare, de tipul rocilor, de mișcările tectonice ulterioare depunerii formațiunilor sedimentare, precum și de condițiile climatice, în care agenții morfogenetici externi vor acționa prin eroziune, transport și acumulare.

Formele de relief asociate structurilor discordante sunt rezultatul modelării selective și diferențiate, prin intermediul agenților geomorfologici externi, a unui aranjament structural complex reprezentat de o cuvertură sedimentară așternută discordant peste o suprafață de nivelare, aferentă unui masiv montan. Dintre agenții externi care evidențiază cel mai bine prezența unor structuri discordante se remarcă râurile. Prin intermediul proceselor specifice acestea se vor adapta la structură și litologie, punând în evidență o serie de forme de relief specifice.

Raportat la elementele structurii discordante vor rezulta trei grupe de forme de relief: cele aferente formațiunii sedimentare de la partea superioară (frontul de cuestă), cele individualizate la contactul dintre cele două structuri (depresiunea de

contact, care poate fi suspendată) și cele formate pe structura de la partea inferioară (suprafața de nivelare exhumată, văile supraimpuse, văile antecedente etc.).

Formele de relief condiționate de astfel de ansambluri structurale vor prezenta diferențieri semnificative, în funcție de caracteristicile morfologice și petrografice ale planului de discordanță. Dacă acesta este reprezentat de o suprafață de nivelare, de tipul unei peneplene, așa cum este în cazul masivelor hercinice, se formează: depresiuni de contact, peneplene exhumate, cueste etc. (Posea et al., 1976). În situația în care planul este unul accidentat, rezultă: văi supraimpuse, cu sectoare de chei și defileu, depresiuni suspendate și relieful exhumate.

Cuesta de bordură este asemănătoare cu cea formată pe structuri monoclinale. Dezvoltarea ei are loc pe seama stratelor sedimentare, care fiind depuse pe o suprafață de nivelare preexistentă înclină conform cu direcția acesteia.

Formarea ei începe la contactul dintre depozitele dure ale fundamentului și cele mai friabile ale bazinului sedimentar (Mac, 1980a). Eroziunea diferențiată determină inițierea formării unui front paralel cu linia de bordură. Prezența rocilor friabile determină ca reculul să fie rapid, iar frontul care se formează să devină abrupt. Frontul este orientat spre masiv, iar retragerea lui determină dezvoltarea depresiunii de contact, care devine una subsecventă (fig. 8. 42). La partea inferioară a depresiunii se pot forma și văi subsecvente, care dacă se adâncesc în rocile dure devin văi încâtușate (Posea et al., 1976).

Fiind o suprafață înclinată, de tipul versanților, ea va fi afectată de procese geomorfologice specifice: scurgerea peliculară și torențială a apei și deplasări în masă (dominante vor fi alunecările de teren). În urma derulării acestora frontul cuestei va primi aspectul unei râpe de împingere (Mac, 1980a). Spre exemplificare poate fi menționat versantul drept al Văii Oltului din Depresiunea Făgăraș.

Aceasta din urmă este o depresiune asimetrică, bine individualizată, localizată la contactul unui masiv cristalin, mai tânăr (Munții Făgăraș), de vârstă alpină, cu formațiunile sedimentare din Bazinul Transilvaniei. Versantul drept al acesteia este reprezentat de un front de cuestă, care privește spre munte, în timp ce versantul stâng, de la poalele muntelui, este alcătuit din terase și glacisuri piemontane (Popescu, 1990). În partea din aval, la contactul cu Depresiunea Sibiului, ea se termină printr-un sector îngust, epigenetic, datorită traversării unor piteni cristalini sau a prelungirilor acestora, menținute pe roci mai dure miocene.

Suprafața de nivelare exhumată constituie planul de discontinuitate (dintre cele două structuri), care apare la zi odată cu retragerea abruptului format pe seama stratelor sedimentare. De obicei suprafața de nivelare exhumată nu își păstrează fizionomia inițială, deoarece este afectată de eroziune, deformări tectonice și de acumularea unor materiale rezultate în urma eroziunii realizată de către rețeaua hidrografică, care se drenează dinspre munte sau de cea care modelează frontul cuestei de bordură. Spre exemplificare poate fi dată suprafața acoperită de materiale

de origine fluvială din zona de contact a Depresiunii Sibiului cu Munții Cindrel, unde s-a dezvoltat glacisul Căminului (Mac, 1980a).

În unele cazuri, suprafața de nivelare exhumată prezintă martori de eroziune menținuți pe structura sedimentară, care a fost erodată neuniform (Josan et al., 1996; Ielenicz, 2005). (fig. 8. 42).

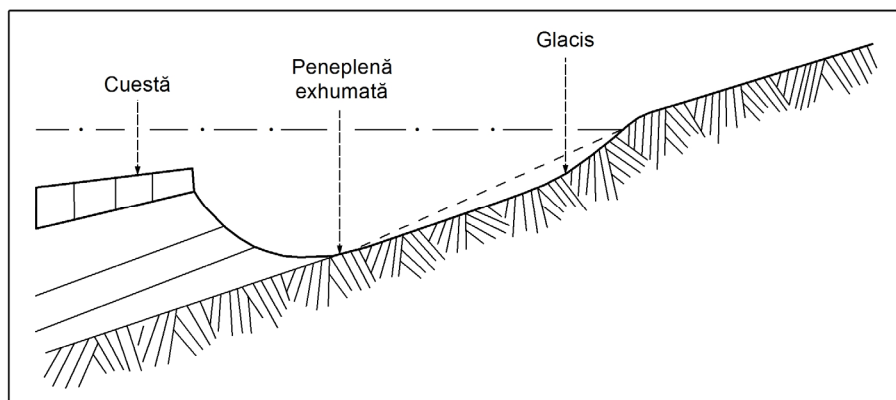


Fig. 8. 42. Depresiune de contact (Posea et al., 1976, p. 328)

Depresiunile de contact reprezintă teritoriile coborâte altitudinal situate între cuesta de bordură și masivul montan. Ele încep să se dezvolte la contactul dintre fundament și formațiunile sedimentare, în momentul în care râurile au secționat structura sedimentară, de la partea superioară, și au ajuns la cea nivelată, mai rezistentă la eroziune, de la partea inferioară. Dezvoltarea lor va fi influențată de producerea eroziunii diferențiale, pe structuri cu durități diferite, fapt ce va determina îndepărtarea depozitelor sedimentare mai friabile.

Față de masivele montane depresiunile de contact sunt poziționate periferic, de unde și denumirea de depresiuni periferice (Posea et al., 1976).

Ele realizează trecerea între masivul montan și frontul de cuestă, menținut pe capetele de strate, ale cuverturii sedimentare depuse monoclină. Raportate la structură ele reprezintă un caz particular al depresiunilor subsecvente (Naum și Grigore, 1974).

Dimensiunea și forma lor este strâns legată de procesele erozionale, care au determinat retragerea cuestei. La acestea se adaugă acțiunea râurilor, care fiind inițial consecvente, dinspre munte spre bazin, se reorganizează pe contactul structural dintre soclul vechi mai dur și cuvertura sedimentară mai friabilă, sub formă de cursuri subsecvente (Mac, 1980a). Culoarele de vale ale acestora se dezvoltă considerabil primind forma unor depresiuni de contact, de tip subsecvent, raportat la modul de înclinare al stratelor. În categoria acestora se încadrează Depresiunea Făgărașului și Depresiunea Agriului.

La marginea masivelor nivelate uniform și reînălțate depresiunile de contact pot fi extrem de extinse, în condițiile în care suprafața de nivelare înclină ușor spre

bazinul sedimentar (Posea et al., 1976). Ele au aspectul unor adevărate depresiuni periferice, așa cum este în cazul Terre Plaine, formată la contactul Bazinului Parizian cu Morvanul de Nord (Martonne, 1948).

Reprezentative sunt în acest sens depresiunile de la poalele masivelor hercinice Ardeni și Pădurea Neagră, precum și cele de la contactul Munților Făgăraș și Cindrel cu Podișul Transilvaniei (Rădoane et al., 2000).

Există și situația în care râurile, care vin din masivul montan, nu s-au organizat în cursuri subsecvente. În acest caz la contactul dintre munte și bazinul sedimentar, se formează doar bazine de contact, înșirate la intrarea râurilor consecvente în bazinul sedimentar, care comunică între ele prin înșeuări (Posea et al., 1976). Astfel de situații se întâlnesc, conform autorului citat, la contactul lanțului vulcanic din vestul Carpaților Orientali, cu Podișul Transilvaniei. În alte cazuri continuitatea poate fi întreruptă de piteni în care valea de contact s-a încătușat oprind recului abruptului, ca în cazul depresiunilor Sibiu și Săliște (Posea et al., 1976).

Depresiunile de contact prezintă câteva trăsături definitorii: profil transversal asimetric (versantul dinspre munte este mai puțin înclinat, comparativ cu cel dinspre bazinul sedimentar, care este mai abrupt și cu aspect de cuestă), sunt drenate de o rețea hidrografică complexă alcătuită din râuri subsecvente (considerate principale), al căror afluenți drenează văi obsecvente și resecvente, prezența unor forme de relief de supraîmpunere generate de adâncirea rețelei hidrografice în roca dură a soclului vechi peste care s-au așternut formațiunile sedimentare (Mac, 1980a).

Se ajunge în această manieră la formarea cheilor (Cheile Turzii) și defileurilor epigenetice (defileul de la Porți-Marca de pe Barcău, defileul Călatei la Morlaca etc.), prin care râurile părăsesc depresiunile, rămase suspendate în amonte de ele. Edificatoare este în acest sens Depresiunea Hășdate situate în amonte de cheile Turzii.

Depresiunile de contact pot fi simetrice în profil transversal dacă față de masivul montan sunt delimitate prin intermediul unei falii sau flexuri (Naum și Grigore, 1974).

Depresiunile suspendate reprezintă doar o variantă a celor de contact. Ele sunt localizate în amonte de cheile epigenetice, fiind dezvoltate pe seama rocilor friabile din componența formațiunilor sedimentare. În funcție de particularitățile locale ele pot fi încadrate la depresiunile de contact de tip subsecvent (Posea et al., 1976). Caracteristică este în acest sens Depresiunea Hășdate, din amonte de Cheile Turzii. Deoarece în sectorul de chei atenuează transmiterea eroziunii regresive, depresiunile de acest gen rămân suspendate (Posea et al., 1976).

Văile supraîmpuse sunt înguste și au aspect de chei sau defileu, deoarece s-au format prin epigeneză. Cu toate că ele s-au inițiat în depozitele sedimentare de la partea superioară, pe măsură ce au evoluat s-au adâncit și în structura existența la partea inferioară a planului de discordanță, devenind epigenetice (Posea et al., 1976). Prezența unor sectoare de vale înguste, dispuse în alternanță cu altele mai largi, este

rezultatul fragmentării în blocuri, dispuse în poziție verticală diferită, a structurii de la partea inferioară (Ielenicz, 2005).

În aceste condiții grosimea depozitelor sedimentare variază de la un sector la altul, ceea ce determină ca rețeaua hidrografică, în procesul de adâncire, să intersecteze părțile fundamentului, care au poziția cea mai ridicată (Ielenicz, 2005). Râurile își vor continua adâncirea și în aceste sectoare, cu roci mai dure formând văi înguste, supraimpuse, prin epigeneză. Ele vor avea o morfologie specifică cheilor și defileurilor, fiind caracterizate de valori mari ale pantei longitudinale, care este prevăzută cu praguri la nivelul albiei. În amonte de astfel de sectoare înguste de vale se formează bazinele depresionare suspendate.

Evident este în acest sens bazinul de la nord de Munții Plopișului, unde insulele de cristalin, acoperite de depozite pontiene și daciene, au impus formarea unor sectoare de văi epigenetice: defileul Barcăului de la Marca, defileul râurilor Budoi, Vărzari și Săcălău, defileul Crișului Negru de la Șoimi (Berindei și Pop, 1972; Josan, 1996).

În unele situații, existența meandrelor încâtușate relevă că valea și-a păstrat traseul dobândit, în urma formării pe depozitele sedimentare mai friabile, cu toate că a fost nevoită ulterior să se adâncească în rocile mai dure de la partea inferioară.

Văile antecedente sunt asemănătoare cu cele epigenetice, doar că evoluția lor este influențată de mișcările tectonice pozitive. În aceste condiții, pe anumite sectoare, afectate de mișcări de ridicare, râurile își intensifică eroziunea și se adâncesc contribuind la formarea unor văi înguste cu aspect de chei sau defileu, care contrastează cu tronsoanele neafectate de mișcări tectonice (Rădoane et al., 2000).

Astfel de sectoare de vale sunt specifice atât unor văi care drenează depresiuni de contact, cât și văilor transversale din Munții Carpați: Oltul (la Tușnad, Racoș, Turnu Roșu și Cozia), Buzăul (în aval de Întorsura Buzăului), Mureșul (între Deva și Lipova) etc. Există și cazuri când pe fondul mișcărilor tectonice văile se adâncesc și în depozite discordante stratigrafic, context în care ele sunt atât antecedente cât și epigenetice (de exemplu, Bistriței între Giumalău și Pietrosu) (Rădoane et al., 2000).

Tipurile de contact morfologic între masive montane și bazine de sedimentare sunt influențate de numeroși factori, dintre care se remarcă: tipul masivului montan, caracteristicile sedimentării în bazinul adiacent, tectonica anterioară și ulterioară depunerii cuverturii sedimentare, stadiul de evoluție, litologia structurilor implicate, adâncimea fragmentării și tipul eroziunii (Mac, 1980a).

Așa cum s-a mai precizat, evoluția teritoriilor cu structuri discordante, are loc în decursul a cel puțin trei etape principale: eroziunea teritoriului preexistent, care poate fi un masiv montan, până la stadiul de suprafața de nivelare, sedimentarea bordurii lui sau chiar a întregului masiv, iar apoi înălțarea tectonică însoțită de eroziunea realizată de către agenții morfogenetici externi, tocmai pentru a pune în evidență ambele structuri (Posea et al., 1976), separate de planul de discordanță.

Geneza formelor de relief de contact structural, din ultima etapă, are loc sub influența următoarelor cauze: declivitatea suprafeței masivului în zona de contact, gradul de fragmentare a reliefului fosil, diferența de duritate între masiv și formațiunile sedimentare acoperitoare, tipul de climat (în regiunile aride eroziunea fluvială este mult diminuată fapt care nu permite eroziune semnificativă a rocilor moi și dezvoltarea depresiunilor de contact), adâncimea și tipul eroziunii (Posea et al., 1976). Combinarea variabilelor implicate generează tipuri diverse de contact morfologic între masive montane și bazine sedimentare.

De pildă, un masiv motan erodat al cărei suprafață de nivelare înclină ușor permite formarea unei depresiuni largi și asimetrice, în timp ce unul delimitat printr-o linie de falie va avea la poale o depresiune mai puțin dezvoltată, dar simetrică. Dacă râul principal care drenează depresiunea are la ieșirea din ea un sector cu chei epigenetice, acesta va fi suspendată.

Individualizarea tipurilor de contact structural se poate realiza pornind de la caracteristicile depresiunilor periferice, de la forma lor în profil transversal, de la continuitatea sau compartimentarea lor, de la dimensiunea lor etc.

Tipul de contact cu depresiuni asimetrice continui este caracterizat de prezența unei depresiuni largi, cu un versant puțin înclinat, de tip glacis (pe latura dinspre munte) și cu un front de cuestă pe latura dinspre bazinul sedimentar (Posea et al., 1976). Partea inferioară a depresiunii se suprapune în acest caz cu o suprafață de nivelare exhumată. Pentru a se ajunge la acest stadiu atât versanții cât și partea inferioară a depresiunii au fost supuși unei eroziuni îndelungate, motiv pentru care aceasta din urmă se întretaie în foarfecă cu suprafața de nivelare exhumată (Mac, 1980a). Frontul de cuestă poate fi etajat sau dublat din cauza alternanței repetate a pachetelor de strate dure cu cele friabile (Martonne, 1948). Acest tip de contact mai este cunoscut și sub numele de tipul Morvanului de Nord, din Franța (Martonne, 1948).

Astfel de contacte sunt specifice bordurii masivelor hercinice din Europa. Situații similare se remarcă în cazul depresiunilor triasice Midlands și Cheshire din Anglia, Gaue din Suabia (la limita dintre bazinul suabo-franconian și Munții Pădurea Neagră), depresiunea Tajo din regiunea Toledo etc. (Naum și Grigore, 1974). În această categorie se include și contactul Munților Gilăului cu sedimentarul din Depresiunea Huedin, cu deosebire între Călățele și Izvoarele Căpușului lui (Posea et al., 1976).

Tipul de contact cu depresiuni simetrice este posibil atunci când bordura masivului montan corespunde unui abrupt de falie sau a unei flexuri (Naum și Grigore, 1974). În acest caz depresiunea care se formează la contactul celor două structuri este încadrată pe ambele margini de fronturi înalte (Mac, 1980a). De remarcat că suprafața de nivelare existentă anterior depunerii formațiunilor sedimentare se află la partea inferioară a acestora fără să mai poată fi exhumată (Naum și Grigore, 1974). Reprezentativ în acest sens este contactul dintre Munții Ardeni și Bazinul Parizian în sectorul Hirson (vest) și Arbon-Mont Saint Martin (est)

(Naum și Grigore, 1974). Conform autorilor citați, depresiunea periferică este aproape simetrică, deoarece marginea Munților Ardeni, corespunzătoare unei flexuri, este la fel de abruptă ca frontul de cuestă. Din România poate fi dat ca exemplu contactul dintre Masivul Preluca și Depresiunea Mănăstur, situată la nord de acesta (Posea et al., 1976), precum și depresiunile de pe latura de nord a Munților Plopișului: Săcălăsău Nou, Cuzap și Vărzari (Josan et al., 1996).

Tipul de contact cu bazine periferice locale este caracterizat de discontinuitatea depresiunii periferice, din următoarele motive: formațiunile sedimentare sunt depuse în bazine individualizate, mișcările de cutare determină îngustarea suprafeței pe care apar la zi rocile sedimentare, atât soclul cât și cuvertura depusă la partea superioară prezintă variații ale pantei, ceea ce determină viteze neuniforme ale eroziunii (Naum și Grigore, 1974).

Se ajunge astfel ca văile care vin din masivul montan să se adapteze la substratul geologic, prin menținerea direcțiilor de curgere inițiale, și să formeze doar bazine periferice locale. Specifică pentru acest tip este bordura Normandiei Joase (Chardonnet, 1955) și contactul dintre lanțul vulcanic al Carpaților Orientali și Podișul Transilvaniei, în arealul Depresiunii Copalnicului (Posea et al., 1976). Un caz similar poate fi indicat pe bordura nordică a Munților Șureanu și Cindrel, unde seria bazinelor depresionare Cugir-Gârbova, este rezultatul eroziunii diferențiate dintre sedimentar și soclul montan (Mac, 1980a).

Tipul de contact prin bazine depresionare suspendate, este caracterizat de formarea depresiunilor golf (Mac, 1980a). Conform autorului citat, se formează în spatele unor clisuri epigenetice sculptate în roci mai dure, comparativ cu cele înconjurătoare. Relieful generat poate fi unul contrastant caracterizat de prezența suprafețelor structurale și a cuestelor abrupte, dacă structura sedimentară monoclinală este alcătuită dintr-o alternanță de strate cu durități diferite. Specifice sunt în acest sens depresiunile golfuri din vestul Munților Apuseni (Depresiunea Bratca-Șuncuiuș, Depresiunea Beiușului, Depresiunea Zarandului sau Depresiunea Ineu-Gurahonț), Depresiunea Hășdate, Depresiunea Lăpușului etc. Cu toate că sunt caracterizate de variații morfologice semnificative, în toate cazurile sunt prezente defileuri, care s-au format în urma adâncirii râurilor care le drenează în rocile dure ale subasmentului (Mac, 1980a). În timp ce râurile se adânceau lent în defileuri, în spatele acestora rețeaua hidrografică se diversifică și sculpta depresiuni de contact.

Tipul de contact cu depresiuni alungite, relativ înguste (uluc depresionar). Se evidențiază prin aceea că bordura poate să corespundă unor compartimente faliate, alungite, care prezintă ansambluri monoclinale, dispuse discordant peste fragmente de blocuri montane vechi (Naum și Grigore, 1974). În acest caz se formează câte un uluc depresionar pentru fiecare bloc, atunci când cuvertura sedimentară are în bază un strat friabil, cu grosimi corespunzătoare, care să permită degajarea acestuia (Chardonnet, 1955).

Alături de tipurile de contact prezentate, considerate principale, există și câteva cazuri particulare: contact prin linii de falii evidențiate morfologic (de exemplu: bordura vestică a Morvanului, în partea vestică a masivului Vigne; regiunea Villefrance-de-Rouergue din Masivul Central Francez etc.), contact cu glacis (contactul morfologic este slab evidențiat, deoarece natura rocii nu a favorizat acțiunea eroziunii diferențiale; de exemplu contactul cristalinului Sierra de Guadarrama cu sedimentarul Noii Castilii unde un glacis extins acoperă cristalinul regiunii Escorial și sedimentarul din bazinul Madridului), contact cu forme de relief reziduale (presupune existența unui vechi masiv care nu a fost complet peneplenizat; din acest motiv formele reziduale ale vechiului masiv interferează cu cele ale eroziunii selective, grefate pe formațiuni sedimentare; ca exemplu poate fi dată regiunea Falaise, de la contactul Masivului Armorican cu bazinul parizian), contact al vechilor masive cu bordura lor sedimentară, din cadrul catenelor alpine (adesea vechile masive sunt amplasate în cuprinsul lanțurilor alpine) etc. (Naum și Grigore, 1974).

Un tip aparte îl reprezintă contactul masivelor formate în timpul orogenezei alpine cu bazinele de sedimentare aferente. Nota de specificitate a acestui tip este dată de acumulările masive de material detritic la periferia munților (Naum și Grigore, 2014). Depunerea materialelor erodate din munte poate avea loc atât în bazine maritime, cât și în condiții continentale, subaerene, odată cu colmatarea acestora sau datorită ridicărilor tectonice. Formele de relief cele mai caracteristice acestui tip de contact este reprezentat de piemonturi. Deoarece ele sunt destul de recente și sunt strâns legate de modelarea fluvială, vor fi abordate în altă secțiune a lucrării, și anume la relieful fluvial.

Pentru individualizarea tipurilor prezentate este necesar ca eroziunea să îndepărteze formațiunile sedimentare, pentru a ajunge la structura de la partea inferioară; în caz contrar, dacă nu se ajunge la stadiul respectiv, relieful format va fi unul specific structurilor monoclinale (Josan et al., 1996). Sub aspect morfologic, formele de relief aferente structurilor discordante vor fi mai evidente, cu cât diferența de duritate dintre rocile din componența celor două structuri este mai mare; această exigență la contactul masivelor cristaline cu bazinele sedimentare, umplute cu roci friabile.

Cunoașterea tipurilor menționate permite identificarea etapelor evolutive a teritoriilor de la contactul masivelor montane și a bazinelor sedimentare. Procesele geomorfologice și formele de relief generate în actualele condiții, considerate de detaliu, vor fi direct influențate de morfologia preexistentă, formată în urma unei evoluții îndelungate.

Concluzii. Caracteristicile morfometrice ale formelor de relief, rezultate în urma modelării diverselor tipuri de structuri, vor fi condiționate atât de caracteristicile interne ale acestora, cât și de maniera în care își consumă la nivelul lor energia factorii externi (Roșian, 2017). Practic, cu cât într-o structură eterogenitatea a alternanței de strate dure cu strate friabile, este mai mare cu atât

varietatea reliefului se amplifică. Spre deosebire de situația anterioară, în cazul structurilor cu strate omogene, alcătuite din roci friabile, relieful este uniform și monoton. La rândul lor, agenții morfogenetici externi, prin caracterul și modul lor de acțiune sunt cei care scot în relief structurile (Harvey, 2012). Mult mai variate sunt formele de relief pe o structură cutată într-un climat temperat umed, comparativ cu unul arid, unde rețeaua hidrografică nu se poate organiza pentru a reliefa structura (Roșian, 2017). Toate aceste forme de relief sunt rezultatul eroziunii diferențiate, realizate sub influența directă a dispunerii stratelor, în cadrul structurilor, motiv pentru care au apelativul de structural.

CAPITOLUL 9

RELIEFUL PETROGRAFIC

Interacțiunea rocilor de la suprafața scoarței terestre cu agenții geomorfologici externi determină formarea unui relief a cărui trăsături sunt influențate de rocă și alcătuirea ei.

Componența mineralogică a rocilor este cea care influențează rezistența la eroziune. De asemenea, ea trebuie corelată cu gradul de solicitare provenit dinspre agenții geomorfologici externi, cei care vor fi considerabil influențați de condițiile climatice, în care are loc modelarea scoarței terestre. În acest context roca constituie suportul pe care iau naștere formele de relief (Josan et al., 1996).

Consecința interacțiunii dintre roci și agenții externi va conduce inițial la geneza unor forme de relief specifice, individualizate numai pe o anumită categorie de roci, care au în comun proprietăți ce au reclamat un anumit mod de acțiune. Ulterior va avea loc dezvoltarea unui tip de relief distinct, care se impune în ansamblul peisajului unei regiuni (Ielenicz, 2005). În acest context, morfologia rezultată este numită relief petrografic sau litologic. El include toate formele de relief a căror geneză, evoluție și aspect sunt condiționate îndeosebi de tipul rocilor.

9.1. CLASIFICAREA ȘI PROPRIETĂȚILE ROCILOR

Rocile sunt agregate sau asociații de minerale, cristalizate sau nu, care formează corpuri bine individualizate sub raport chimic (Coteț, 1971). În componența rocilor intră unul sau mai multe minerale. Înțelegerea obiectivă a răspunsului rocilor, la acțiunea agenților geomorfologici externi, reclamă, în continuare, prezentarea câtorva noțiuni de petrologie. Ele se referă în primul rând la clasificarea rocilor, iar apoi la proprietățile acestora.

A. Clasificarea rocilor

Unul dintre cele mai obiective criterii de categorisire a rocilor este cel care are la bază geneza lor. Proprietățile dobândite de roci, în timpul formării, vor fi cele care vor influența parametri morfologici și morfometrici ai reliefului petrografic. Pornind de la acest criteriu, rocile din componența scoarței se pot împărți în trei categorii: magmato-vulcanice, metamorfice și sedimentare.

Rocile magmato-vulcanice se formează prin solidificarea magmei. Ea reprezintă o topitură compusă din silicați și oxizi saturați cu vapori de apă și alte gaze.

Raportat la locul în care are loc răcirea și solidificarea magmei, rocile magmato-vulcanice sunt: intruzive sau plutonice, efuzive sau vulcanice, filoniene și piroclastice.

Rocile intruzive se remarcă printr-o compoziție mineralogică variată (cuarț, feldspat, hornblendă, mică, biotit, olivină etc.), granulație masivă, compactitate și duritate cu valori superioare. În categoria lor se includ: granitul, granodioritul, dioritul, gabroul, peridotitul, sienitul etc.

Rocile efuzive sunt rezultatul consolidării lavelor. Datorită răcirii bruște, curgerile de lavă vor genera roci cu cristalinitate fină, compactitate și duritate ridicată. În această clasă se remarcă: riolitul, andezitul, bazaltul, dacitul, trahitul etc.

Rocile filoniene se formează când magma se răcește foarte aproape de suprafață; ele sunt reprezentate de pegmatite, aplice, lamprofire etc. și se întâlnesc în componența dyke-urilor.

Rocile piroclastice, aglomerate și tufurile vulcanice sunt specifice platourilor vulcanice, de tipul celor existente pe latura vestică a Munților Căliman, Gurghiu și Harghita (Coteț, 1971).

Rocile metamorfice s-au format prin supunerea la presiuni și temperaturi ridicate a rocilor magmato-vulcanice și sedimentare, existente anterior; ele se mai numesc și roci cristalofiliene. Procesul de geneză a acestor roci este denumit metamorfism. Cele mai întâlnite roci metamorfice sunt: gnaisele, micașisturile, amfibolitele, șisturile sericitoase, șisturile grafitoase, șisturile cloritoase, șisturile cuarțitice, cuarțitele, filitele, calcarele cristaline etc.

În procesul de formare rocile metamorfice împrumută unele din caracteristicile rocilor pe seama cărora s-au format. Dacă provin din roci sedimentare au planuri de stratificație sau de șistuoșitate, iar dacă s-au format pe baza rocilor magmato-vulcanice au în componență numeroase minerale care atestă acest fapt: cuarț, feldspați, muscovit, piroxeni, amfiboli, biotit, mică, granați, clorit, sericit, talc, granat, topaz, fluorină, apatit, grafit etc.).

Rocile sedimentare se formează prin erodarea și apoi transportul și sedimentarea rocilor magmato-vulcanice, metamorfice, dar și sedimentare, existente anterior în scoarța Terrei. Procesul care determină formarea sedimentelor și a rocilor sedimentare se numește litogeneză.

Rocile sedimentare se formează în medii diverse, începând de la cele acvatice, marine sau lacustre, și până la cele terestre. Din acest motiv sub aspect tipologic ele sunt foarte diverse și au în componență mai ales silicați, carbonați, sulfati, cloruri etc.

La geneza rocilor sedimentare contribuie inclusiv procesele de meteorizație, cele de precipitare chimică a substanțelor de soluții apoase, precum și transformarea sau acumularea resturilor organice. Din acest motiv rocile sedimentare conțin atât substanțe cristalizate, cât și amorfe.

Chiar dacă există numeroase criterii de clasificare a rocilor sedimentare, cel mai utilizat este cel care le departajează ținând cont de fazele prin care trec

sedimentele, până să ajungă la stadiul de rocă sedimentară. Se disting în acest sens roci detritice, de precipitare chimică, organogene și roci reziduale.

Rocile detritice sunt la rândul lor de mai multe tipuri:

- *rocile detritice necimentate*, afânate sau mobile, se grupează în mai multe categorii în funcție de dimensiune: psefite, cu diametru mai mare de 2 mm (pietrișuri și grohotișuri); psamite, cu diametre cuprinse între 0,1 și 2 mm (nisipuri); aleurite, cu dimensiuni între 0,01 și 0,1 mm (praful, loess-ul etc.); pelite, cu diametru de mai mic de 0,01 mm (argile, marne etc.);

- *rocile detritice cimentate* sunt următoarele: brecciile (grohotișuri cimentate), conglomeratele (pietrișuri cimentate), gresiile (nisipuri cimentate) etc.

Rocile de precipitare chimică sunt de obicei monominerale și provin din ape sărate maritime (calcar, gips, sare gemă, anhidritul, sărurile de potasiu și magneziu), din ape dulci (calcar compact de apă dulce, cretă) și din ape termale (travertin, gheiserite, tufuri calcaroase) (Coteț, 1971).

Rocile organogene sau biogene reprezintă depozite sedimentare formate prin acumularea resturilor scheletice și a substanțelor organice rămase de la plante și animale, care au viețuit în diferite ere geologice. Acestea se pot forma și prin precipitarea substanțelor chimice dizolvate în apa mărilor și oceanelor, sub acțiunea organismelor, ca produse ale vieții lor.

Raportat la manifestarea lor în prezența focului, rocile organogene sunt de două tipuri: acaustobiolitice (care nu ard) și caustobiolitice (care ard).

În categoria rocilor *acaustobiolitice* se includ rocile silicioase, calcaroase, dolomitice fosfatate, azotate, feruginoase, manganoase etc.

Rocile *caustobiolitice*, dincolo de importanța geomorfologică, sunt foarte valoroase sub aspect economic datorită energiei pe care o eliberează în procesul de ardere. Cele mai răspândite sunt: cărbunii și bituminele (țitei, asphalt, ozocherită, șisturi bituminoase etc.). Cu toate că pe astfel de roci nu se formează un relief specific, exploatarea lor determină apariția formelor de relief antropic și declanșarea eroziunii accelerate, așa cum se întâmplă în cazul exploatării cărbunelui la zi (Roșian, 2017).

Rocile reziduale sunt provenite din materiale insolubile rezultate prin meteorizația unor roci. În categoria lor se includ: terra-rossa (are culoare roșie și este alcătuită din oxizi de aluminiu și fier), lateritul (de culoare galben-roșcată sau roșcată brună se formează pe roci diferite, între care se remarcă șisturile cristaline, pe fondul unor condiții climatice umede tropicale și subtropicale; are în componență hidroxizi de aluminiu și fier), bauxita (este un laterit de culoare roșie brună, mai rar gălbuie sau neagră; este compusă din oxizi de aluminiu și din ea se extrage alumina, iar apoi prin electroliză aluminiul) etc.

În cadrul scoarței terestre tipurile de roci prezentate se află în diverse asociații și raporturi, unele cu altele, aspect care se va reflecta și în configurația reliefului

petrografic sau de alt tip. De exemplu, în multe cazuri rocile magmatice pot fi acoperite atât de rocile sedimentare cât și de cele metamorfe.

B. Proprietățile rocilor

Formarea reliefului petrografic are loc sub egida următoarelor proprietăți fizice și chimice ale rocilor: rezistența, coeziunea, unghiul de frecare internă, duritatea, masivitatea, omogenitatea, solubilitatea, plasticitatea, porozitatea, permeabilitatea, umiditatea, compactizarea, recristalizarea, cimentarea, dizolvarea etc.

Rezistența reprezintă forța pe care o opun particulele unei roci sau substanțe minerale, la acțiunea unor forțe exterioare, care au tendința de a învinge forțele de coeziune dintre particule sau dintre particule și cimentul de legătură a rocii (Rădoane et al., 2000). Ea este influențată de coeziune și unghiul de frecare internă.

Coeziunea exprimă rezistența terenurilor datorată legăturilor dintre particule. Ea variază de la rocile cu coeziune mare (bazalturi, andezite, granite etc.) până la cele fără coeziune (pietrișuri, nisipuri etc.).

Unghiul de frecare internă este cel al cărui tangentă trigonometrică reprezintă coeficientul de frecare interioară dintre particulele rocii; este direct proporțional cu densitatea.

Duritatea rocilor se referă la rezistența pe care acestea o opun la acțiunea mecanică de uzură prin zgâriere, datorită acțiunii unor agenți sau comprimare lentă. După această proprietate rocile se împart în două categorii: roci dure (cuarțitele, bazaltele, porfirele, calcarele silicioase, gresiile compacte, conglomeratele etc.) și roci moi (calcarele cochilifere, șisturile argiloase, conglomeratele slab cimentate, marnele, argilele, loess-ul, nisipurile etc.) (Coteț, 1971).

Masivitatea este o proprietate care influențează semnificativ aspectul formelor de relief. Se disting roci masive sau compacte (cum sunt granitul, gnaisul, calcarul etc.) și roci șistoase (care se desfac după planuri de șistuoșitate sau clivaj; de exemplu micașisturile, filitele, ardeziile, șisturile cloritoase, șisturile argiloase etc.) (Naum și Grigore, 1974).

Omogenitatea se raportează fie la caracteristica fizică (elementele care compun roca au dimensiuni apropiate, ca la gresii), fie la cea chimică (alcătuire din minerale mai puține, cum este în cazul calcarului, dolomitului sau cretei) (Ielenicz, 2005).

Solubilitatea reprezintă proprietatea unor roci (calcarul, gipsul, sarea etc.) de a se dizolva. Dacă procesul are loc pe suprafețe extinse, alcătuite din roci solubile, se formează relieful carstic.

Plasticitatea. Rocile moi coezive, în funcție de umiditate, de porozitate sau raportul apă/solid pot fi: fluide, plastice sau solide. Sub aspect reologic rocile pot fi: elastice (după deformare revin aproape la forma inițială), vâscoase, casante și plastice (prin modelare își pot modifica forma fără să se fisureze, între particule se

produce un proces de alunecare). Plasticitatea este redată prin indicele de plasticitate (I_p), care este rezultatul diferenței dintre umiditatea de curgere și umiditatea limită de frământare. După indicele de plasticitate, rocile pot fi (Grecu, 2018):

- neplastice, $I_p = 0$ (nisipuri);
- cu plasticitate redusă, I_p de la 0 la 10 (nisipuri prăfoase, nisipuri argiloase, prafuri argiloase);
- cu plasticitate medie, I_p de la 10 la 20 (argile prăfoase, argile nisipoase etc.);
- cu plasticitate mare I_p de la 20 la 35 (argile);
- cu plasticitate foarte mare $I_p > 35$ (argile grase).

Tixotropia este specifică rocilor argiloase, fiind un proces fizico-chimic reversibil. Prin intermediul acestuia o rocă argilooasă se înmoaie și devine fluidă, sub acțiunea vibrațiilor; dacă acestea încetează roca revine la starea anterioară, fără intervenții din exterior (Grecu, 2018). Conform sursei citate, prin procesul reversibil, izotermic, gel – fluid – gel, tixotropia este o cauză importantă a alunecărilor de teren, deoarece reduce rezistența la forfecare a rocilor.

Porozitatea este raportul dintre volumul golurilor și volumul fazei solide dintr-o unitate de volum. Ea este în funcție de mărimea particulelor din componența rocilor. De exemplu, nisipurile cu granulație uniformă au o porozitate cuprinsă între 20 și 50%, argilele recent depuse 70 – 90%, argilele tari 15 – 30%, loess-ul 40 – 60 % etc (Grecu și Palmentola, 2003).

Permeabilitatea este proprietatea care permite apei să se deplaseze, cu o anumită viteză, prin roci; se exprimă în cm/s sau m/24 h. În cazul rocilor impermeabile este nulă sau foarte scăzută. Ea este influențată mai ales de alcătuirea lor granulometrică a rocilor, de gradul de afănare (nisipuri, pietrișuri, conglomerate) și de prezența elementelor solubile (calcare, dolomite, ghips, sare).

Umiditatea se referă la cantitatea de apă din porii rocilor. Volumul de pori ocupat de faza lichidă, raportat la volumul total al golurilor din rocă, arată gradul de saturație a rocilor; când faza lichidă din pori este reprezentată de apă, raportul exprimă gradul de umiditate (Grecu, 2018).

Compactizarea se realizează prin eliminarea apei datorită greutateii sedimentelor de deasupra.

Recristalizarea constituie trecerea materialului inițial amorf în structuri cristaline, deshidratate și compacte; este specifică rocilor carbonatice și celor silicioase.

Cimentarea este procesul prin care particulele sunt legate între ele printr-un material diferit granulometric.

Dizolvarea reprezintă procesul prin care mineralele nestabile dispar, mărindu-se golurile din roci.

Proprietățile enumerate nu influențează separat răspunsul rocilor la agenții modelatori, ci împreună, după cum se va exemplifica în continuare.

Rocile magmato-vulcanice și metamorfice, fiind formate la o anumită adâncime în interiorul scoarței terestre, acolo unde sunt condiții net diferite față de cele de la suprafață, în momentul în care ajung la zi și intră sub incidența agenților externi, vor avea parte de transformări importante (Roșian, 2017). Dintre procesele care afectează aceste roci se remarcă: oxidarea, hidratarea, dizolvarea etc. Intensitatea lor va fi influențată de proprietățile fizice și chimice ale rocilor, precum și de condițiile climatice.

De pildă, rata de meteorizație a rocilor este influențată de compoziția minerală, textură, micro-structură, grad de fisurație, clivaj, șistozitate etc. (Mac, 1996). Existența unui număr mare de minerale indică o rocă susceptibilă la meteorizație. Sub aspectul condițiilor climatice, granitele din teritoriile cu climat cald și umed, va fi mult mai repede alterate, comparativ cu cele aflate sub influența climatului temperat (Migon, 2006).

Rocile sedimentare, la rândul lor, vor fi afectate diferit de către procesele specifice agenților morfogenetici externi. De exemplu, duritatea lor scade de la cele cu agregate grosiere, bine cimentate (conglomerate, gresii etc.), la cele depozitele cu granulometrie fină, slab cimentate, de tipul argilelor, marelor și loess-ului.

Existența unor roci care permit infiltrarea rapidă, absorbția apei și transferul debitului de suprafață în adâncime, determină ca eroziunea la suprafață să fie redusă (Mac, 1996). Dacă rocile sunt moi și plastice, infiltrarea este redusă, iar eroziunea de la suprafață se dovedește una intensă.

În situația rocilor necimentate și cu o structură afânată, așa cum sunt loess-urile, lehm-urile și nisipurile, rezultă forme de relief specifice, datorită în primul rând spulberării lor de către vânt, apoi a tasărilor și compactărilor, care au loc sub propria greutate.

La geneza reliefului petrografic un rol important îl are starea fizică a rocilor. De obicei ele sunt fisurare, au planuri de șistozitate sau de stratificare, au interstiții și goluri. Prezența acestora înlesnește acțiunea agenților geomorfologici externi, dintre care se evidențiază apa. Ea este cea care participă inclusiv la majoritatea proceselor de alterare și dezagregare. În același timp, starea fizică a rocilor este influențată și de vârsta lor.

Pornind de la marea varietate a rocilor și de la proprietățile lor, la care se adaugă maniera în care răspund la stresul provenit de la agenții geomorfologici externi se pot deosebi câteva tipuri de relief petrografic, de genul celor prezentate în continuare.

9.2. RELIEFUL FORMAT PE GRANITE

Una dintre cele mai întâlnite roci magmatice este granitul; el s-a format prin consolidarea magmei în adâncimea scoarței (Migon, 2006). Pe acesta, dar și pe alte roci asemănătoare ca geneză și mineralogie, se formează un relief distinct. Formele de relief din componența acestuia s-au dezvoltat în concordanță cu alcătuirea mineralogică a rocilor, cu starea lor de conservare, precum și cu particularitățile domeniului de modelare în care se generează (Mac, 1980a).

Granitul cu toate că este o rocă magmatică dură și compactă, din cauza rigidității care o caracterizează, se fisurează în timpul mișcărilor tectonice (Migon, 2006). Prin intermediul fisurilor apa pătrunde în interior, favorizând procesele de meteorizație. Mineralele din compoziția granitului (cuarț, feldspat, biotit etc.) au indici de dilatare foarte diferiți, motiv pentru care coeziunea rocii este afectată repede prin dezagregare, îndeosebi când este supusă unor amplitudini termice (Rădoane et al., 2000). El rezistă în schimb foarte mult la eroziunea efectuată de apele curgătoare.

Dintre **formele de relief** petrografic menținute pe granite se remarcă următoarele: îngrămădirile de sfărâmături, căpățânile de zahăr, vârfurile piramidale etc.

Îngrămădirile de sfărâmături sunt constituite atât din blocuri mari, cât și din granule fine de granit. Ele sunt rezultatul dezagregării granitului din cauza proceselor de îngheț-dezghet, insolației etc. Eficacitatea proceselor geomorfologice, care determină fragmentarea granitului, este cu atât mai mare cu cât rocile sunt mai afectate de fisuri (Migon, 2006).

Formarea îngrămădirilor de sfărâmături este avantajată, în cazul granitului și a rocilor similare, de predispoziția genetică a rocii către dezmembrare; de exemplu, existența mineralelor de cuarț, feldspați și mică, determină comportări termice diferite. În același timp diaclezele înlesnesc pătrunderea apei și favorizează hidroliza (Mac, 1980a).

Fragmentele de rocă rezultate în urma dezagregării granitului pot fi localizate atât la nivelul interfluviilor plane, unde alcătuiesc mările de blocuri, cât și la baza versanților sau a martorilor reziduali, unde se găsesc sub forma unor îngrămădiri de sfărâmături. Pot fi amintite în acest sens cele din Munții Retezat și Masivul Dobrogei.

Sub aspectul distribuției, pe suprafața terestră, astfel de forme de relief sunt specifice teritoriilor cu diverse tipuri de climate. În zona rece și temperată fragmentarea granitului este datorată în principal dezagregării, cea care determină fragmentarea rocilor până la nivelul unor agregate fine, cum este **arena granitică** (Naum și Grigore, 1974). În zonele cu climat cald și umed blocurile de granit sunt supuse unei măcinări neîntrerupte, fapt care determină desfacerea rocii în constituenții minerali; pe această cale se formează o scoarță de meteorizație, alcătuită preponderent din argile, rezultate în urma proceselor de alterare (hidroliza, caolinizarea, oxidarea, carbonatarea etc.). Prezența argilei conduce la reținerea apei pe suprafața terenurilor, ceea ce accentuează descompunerea chimică până la stadiul de caolinizare (Mac, 1980a).

Blocurile sferice, cu toate că se formează frecvent atunci când granitele sunt modelate în condiții climatice aride și semiaride (fig. 9. 1), ele pot fi întâlnite și în zona temperată, cum este de exemplu la sud de Masivul Central Francez și în arealul Huelgoat din Bretania (Posea et al., 1976). Desfacerea în blocuri sferice este favorizată de rețeaua de fisuri și diacleze ortogonale, tipică granitelor alcătuite din granule groșiere (Rădoane et al., 2000). O variantă spectaculoasă a blocurilor sferice, este cea care poartă denumirea de tor (Migon, 2006). Acesta reprezintă o suprapunere de

blocuri granitice, separate de fracturi, înconjurate de fracte de rezultă din meteorizația lui. Formarea blocurilor sferice poate avea loc inclusiv prin degradarea unui tor (Thomas, 1965). Dintre ele se remarcă: Great Staple Tor și Bellever Tor (din Marea Britanie), Königshainer Berge (din Germania), Serra da Estrela (din Portugalia) etc. (Migon, 2006). Astfel de forme, conform autorului citat, există și în alte țări: SUA, Suedia, Finlanda, Polonia, Nigeria, Tanzania, Zimbabwe, Mongolia, Japonia etc.

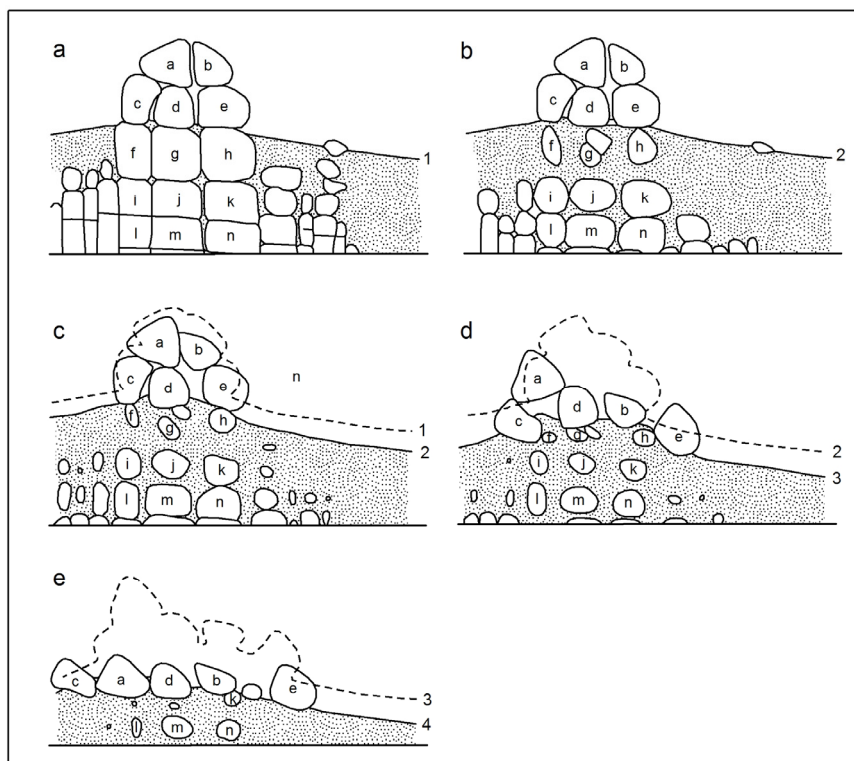


Fig. 9. 1. Formarea blocurilor rotunjite de granit prin degradarea unei intruziuni granitice (Thomas, 1965, citat de Migon, 2006, p. 95)

Căpățânile de zahăr, denumite astfel după stânca Pão de Açúcar (pâine din zahăr), de lângă Rio de Janeiro, se formează în condițiile climatului intertropical (cald și umed) cu un anotimp ploios. Ele se prezintă sub forma unor proeminențe, cu aspect de cupole relativ conice sau domuri (Migon, 2006), care se înalță peste teritoriile învecinate cu până la 200 m (fig. 9. 2 și 9. 3). De obicei la bază sunt acoperite de o cuvertură de materiale deluvio-proluviale. Instabilizarea acestora determină producerea curgerilor de sfărâmături (debris flows) catastrofale, de tipul celei care a afectat Masivul Tijuca, din Brazilia (Fernandes et al., 2004). În afara celor din America de Sud, căpățâni de zahăr sau domuri de granit se întâlnesc și regiunile cu climat tropical cu alternanță sezonieră din alte continente: Zimbabwe, Kenya, Camerun, Sudan, Madagascar, India ș.a.).

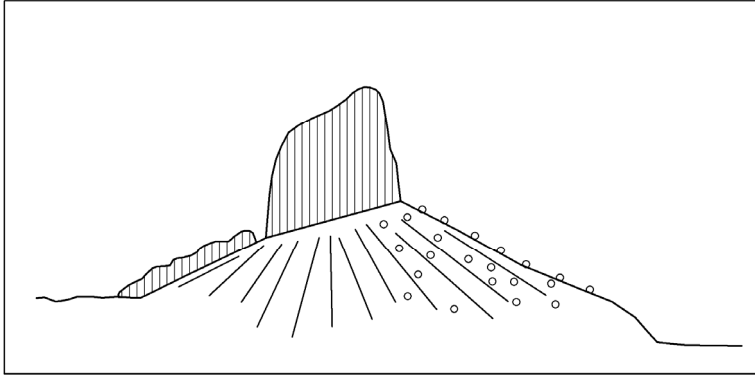


Fig. 9. 2. Relief pe granite de tip căpățâni de zahăr, în Sierra do Maar (Mac, 1980a, p. 12)

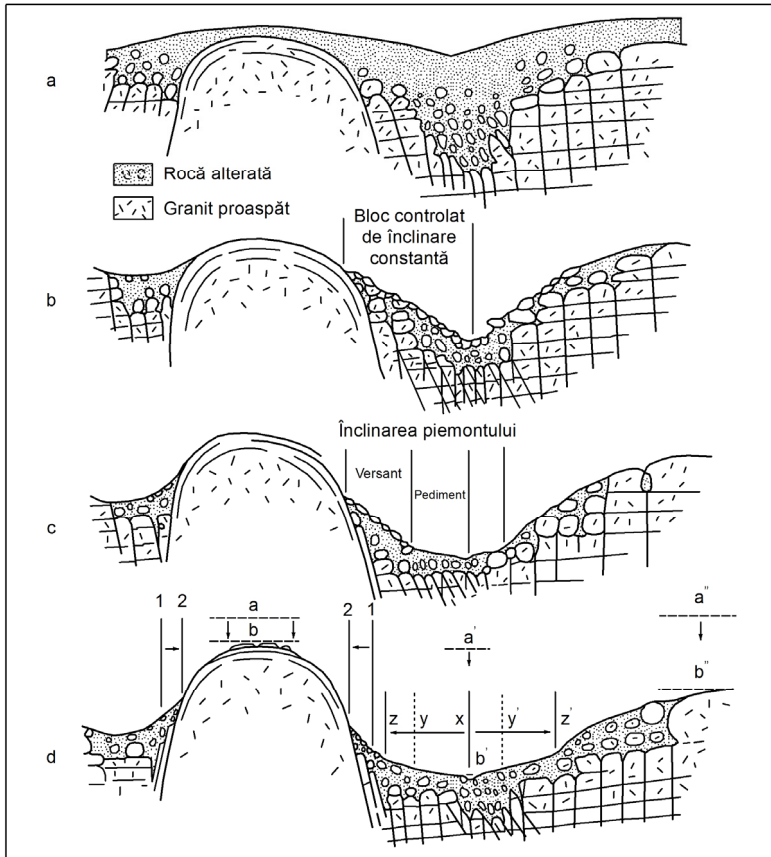


Fig. 9. 3. Modelul evoluției unui dom de granit; coborârea suprafeței terenului (a-b - la vârful domului; a'-b' - de-a lungul canalului de drenaj; a''-b'' - peste scoarța de meteorizație a versantului); retragerea laterală a versantului (1-2 - retragerea taluzului prin despicare; x-y-z - dezvoltarea pedimentului prin eliminare de materiale la pantă constantă; x'-y'-z' - dezvoltarea pedimentului prin retragerea versantului acoperit de scoarța de meteorizație) (Thomas, 1978, citat de Migon, 2006, p. 122)

Ele se formează în urma descuamării sferice a granitului, care are loc îndeosebi la partea superioară a depozitelor de rocă, fapt care accentuează rotunjirea lor. La rândul lor flancurile sunt supuse eroziunii peliculare și torențiale, cea care determină atât evacuarea materialelor fine, cât și a celor mai grosiere. Pentru formarea căpățânilor de zahăr sunt necesare câteva condiții minimale: prezența unor masive granitice vechi, cu diaclaze dispuse curbat (adaptate la structură); prezența eroziunii care să îndepărteze periodic scoarța de alterare; o structurare concentrică a rocii granitice apărută în timpul formării (Naum și Grigore, 1974).

Vârfurile piramidale sau martorii de tip inselberg se formează în urma eroziunii unor mase de roci granitice dure ajunse în poziție verticală. Acestea trec de la stadiul de vârfuri piramidale, la vârfuri ascuțite, înconjurate de sfârâmături de rocă (Migon, 2006).

Tafonii reprezintă scobituri semisferice formate în pereții masivelor granitice. Pentru geneza lor, alături de prezența rocilor dure este necesară și existența unui climat cu un anotimp umed și altul secetos, care să favorizeze acțiunea de umezire-uscare în mod diferit între interior și exteriorul rocii (fig. 9. 4) (Mac, 1980a).

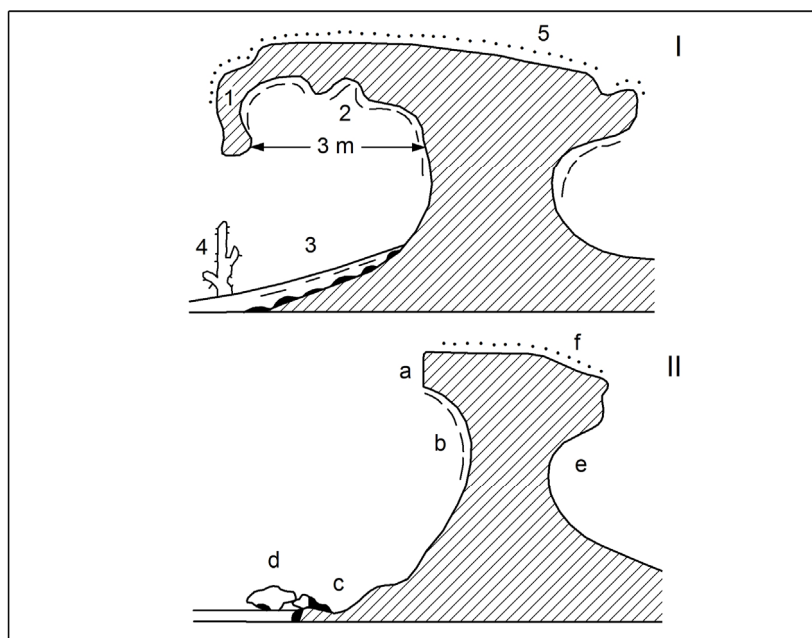


Fig. 9. 4. Evoluția unui bloc de diorite afectat de tafonii situați în poziție opusă; I – stadiul de maturitate: 1 – baldachin, 2 – zonă de descuamare intensă, 3 – taluz de grohotișuri, 4 – poziția cactusului indică verticala baldachinului, 5 – peliculă feruginoasă; II – stadiul de bătrânețe: a – peliculă feruginoasă recentă, pe ultimul plan de prăbușire al baldachinului, b – zonă de descuamare redusă, c – alveole în formare, adesea feruginoase, pe suprafața planșeului eliberat de fragmente desprinse din baldachin, d – blocuri desprinse din baldachin, e – tafon situat în poziție opusă, f – peliculă feruginoasă de acoperire (Grenier, 1968, citat de Naum și Grigore, 1974, p. 110)

O altă condiție este ca substratul să fie lipsit de vegetație și cuverturi deluviale. Tafonii sunt condiționați genetic și de structura concentrică a granitului, cea care determină formele rotunjite sau de tip sferic ale acestora (Migon, 2006).

Geneza tafonilor pe granite și alte roci similare cu acestea (granodiorite, diorite, sienite, gabrouri etc.), raportat la comportamentul față de umezire-uscă, se realizează prin intermediul meteorizației. Bolta forme de tip tafonii, nefiind expusă direct insolației, se păstrează umedă în cea mai mare parte a timpului, fapt care determină ca umezeala să întrețină meteorizația (Migon, 2006). Raportat la poziția lor față de înclinarea terenului, tafonii sunt de două tipuri: *verticali* sau de versant (s-au format prin desprinderea de blocuri de rocă de pe suprafața versanților abrupti) și *bazali* (apar la partea inferioară a blocurilor de rocă) (Naum și Grigore, 1974).

Cele mai extinse câmpuri de tafonii se întâlnesc în zonele cu climat tropical, semiarid și mediteranean. Se remarcă în acest sens câmpul de tafonii din deșertul chilian cuprins între Tongoy și Tacopille (Grenier, 1968). Câmpuri de tafonii există și în Portugalia, Corsica, Sardinia, Hong-Kong, Arhipelagul Antilelor, Australia etc.; în aceste locații ei se întâlnesc îndeosebi pe țărături.

Chiar dacă au o repartitie discontinuă pe suprafața terestră, granitele și rocile asemănătoare (diorite, sienite, gnaise etc.), ajung în urma interacțiunii cu agenții geomorfologici externi, la o morfologie specifică, caracterizată prin: forme de relief cu aspect masiv și greoi, care în profil transversal sunt rotunjite; prezența martorilor de eroziune, care domină teritoriile înconjurătoare; prezența grohotișurilor la baza abrupturilor și a martorilor de eroziune; existența unei alternanțe între interfluvii plate și văi largi, delimitate de versanți convecși; în teritoriile cu climat umed rețeaua hidrografică este densă, cursurile de apă sunt scurte, iar izvoarele numeroase; în teritoriile calde și aride caracterul ruinform al reliefului apare ca dominant (Mac, 1980a).

Formele de relief condiționate de roci granitice se întâlnesc în: Scutul Baltic, munții hercinici din Europa (Munții Jura, Munții Vosgi, Munții Pădurea Neagră etc.), Munții Alpi, Munții Carpați, Podișul Brazilian, Sahara, California, Podișul Dekkan (India), Insula Madagascar etc.

9.3. RELIEFUL FORMAT PE ȘISTURI CRISTALINE

Șisturile cristaline fac parte din clasa rocilor metamorfice sau cristalofiliene. În categoria lor se includ următoarele roci: micașisturile, gnaisele, șisturile sericitoase, șisturile cloritoase, șisturile cuarțitice etc.

Fracturile reprezintă un element caracteristic al șisturilor cristaline, care fiind rigide nu pot fi antrenate decât în cutări largi (Naum și Grigore, 1974). Ele sunt exprimate în relief prin existența abrupturilor și a văilor înguste, axate de multe ori pe falii. Deoarece sunt rezistente la eroziunea liniară, teritoriile alcătuite

din șisturi cristaline ajung să fie nivelate, favorizând geneza suprafețelor de nivelare de tip peneplenă.

Formele de relief menținute pe șisturi cristaline sunt foarte variate, deoarece duritatea acestor roci variază semnificativ de la un loc la altul, în cadrul aceluiași masiv. La aceasta se adaugă faptul că șisturile cristaline sunt în general impermeabile, de unde densitatea redusă a izvoarelor (Naum și Grigore, 1974). În aceste condiții ele sunt modelate prin intermediul proceselor de meteorizație, rezultând forme de relief rotunjite. Doar în condițiile unui climat alpin, care să implice procese glaciare și periglaciare se ajunge la formarea de creste, abrupturi și vârfuri ascuțite (Naum și Grigore, 1974). Formele de relief asociate acestor roci se impun în peisajul geomorfologic mai ales în teritoriile montane. Exemple elocvente există în Munții Carpați, de pe teritoriul României, unde configurația reliefului este influențată de altitudinea la care se mențin șisturile cristaline. În funcție de aceasta vor fi și procesele geomorfologice care modelează șisturile cristaline.

Culmile montane rotunjite sunt specifice masivelor care nu depășesc altitudinea de 1.800 – 2.000 m. Ele se întâlnesc în Munții Giumalău, Munții Bistriței, Munții Budacu, Munții Semenici etc.

Văile care se formează în aceste roci sunt de obicei înguste, cu aspect de defileu, mai ales atunci când sunt transversale. Spre exemplificare pot fi amintite văile Bistriței împreună cu afluenții ei, Valea Oltului, Valea Sebeșului, Valea Lotrului, Valea Jiului etc.

Abrupturile și versanții povârniți sunt specifici Munților Rodnei, Munților Iezer-Păpușa, Munților Făgăraș, Munților Parâng etc. Ei străjuiesc atât văi fluviale axate pe linii de falie, cât și văi glaciare.

Crestele sunt specifice Munților Rodnei (sectorul dintre Vârful Rebra și Vârful Pietrosul), Munților Făgăraș, Munților Parâng etc., unde pe alocuri au aspect de custură, datorită modelării glaciare.

Vârfurile de obicei au formă piramidală și se înalță peste nivelul general al unei creste sau culmi. Ele s-au detașat îndeosebi datorită eroziunii glaciare care a avut loc în Cuaternar. Cele mai remarcabile vârfuri din Munții Carpați, menținute pe șisturi cristaline sunt: Vârful Moldoveanu (2.544 m), Vârful Negoiu (2.537 m), Vârful Vânătoarea lui Buteanu (2.507 m), Vârful Parângul Mare (2.519 m), Pietrosul Rodnei (2.303 m), Vârful Ineu (2.279 m) etc.

Forme similare cu cele formate în Munții Carpați se întâlnesc și în ceilalți munți din Europa sau de pe celelalte continente, dacă ei sunt alcătuiți din șisturi cristaline. Se remarcă în acest sens văile Indusului, Gangelui, Brahmaputrei, Chang Jiang-ului (în zona de obârșie), Columbiei (în amonte de Hells Canyon) etc. (Cioacă, 2006).

Analiza acestor forme de relief evidențiază că ele sunt influențate de altitudinea la care ajung șisturile cristaline și de condițiile climatice în care are loc modelarea lor, de către agenții geomorfologici externi.

9.4. RELIEFUL FORMAT PE ARGILE

Prin cimentarea mълurilor și prafurilor se formează roci slab consolidate, denumite argile. Acestea sunt alcătuite din granule fine, mai mici de 2 microni ($2\ \mu$) (Naum și Grigore, 1974). În componența lor există numeroase minerale (montmorillonit, beidelit, illit, caolin, haloizit etc.), formate prin alterarea rocilor existente anterior. La acestea se adaugă limonit, clorit, cuarț, muscovit, silice coloidală, carbonați, substanțe organice etc. În funcție de combinarea acestora există mai multe tipuri de argile: propriu-zise, carbonatate, silicioase etc.

Cu excepția cazurilor când există intercalații de nisip sau pietrișuri grezoase, argilele se consideră, omogene, fapt care explică comportarea uniformă la eroziune, în sensul că eroziunea diferențiată este aproape inexistentă (Naum și Grigore, 1974).

Componența mineralogică alături de modul de formare determină ca argilele să fie friabile. Înseamnă că ele sunt caracterizate de legături fizice și chimice instabile, de un grad de absorbție crescut și de o coerență indecisă. Îmbibarea cu apă a rocilor argiloase conduce la creșterea în volum și la modificarea formei de zăcământ, prin gonflare. Această proprietate face ca ele să devină plastice. Plasticitatea se determină pe baza indicelui cu același nume, care depășește 17% în cazul argilelor, este de 7 – 17% pentru argilele nisipoase și de numai 1 – 7% dacă nisipurile sunt argiloase (Naum și Grigore, 1974). Indicele de plasticitate constituie diferența dintre umiditatea necesară atingerii stadiului de fluidizare și a celei specifice limitei inferioare de plasticitate. Prin mărirea volumului, datorită gonflării, argilele își reduc densitatea și implicit forțele de frecare internă și rezistența.

Desfășurarea proceselor în sens invers, și anume pierderea rapidă a apei prin deshidratare, în perioadele secetoase, determină reducerea volumului depozitelor argiloase. Acest proces este însoțit de contracții și fisurarea rocii.

Referitor la interacțiunea dintre argilă și apă, roca este considerată impermeabilă, deoarece infiltrarea apei este foarte lentă, iar la un moment dat se ajunge la saturație; este vorba mai mult de un proces de umectare prin absorbție hidrică de contact (Mac, 1980a). În acest context se poate ajunge ca partea superioară a unui depozit de argilă să fie considerată impermeabilă, datorită îmbibării cu apă până la saturație, în timp ce orizontul următor să fie uscat. Din acest motiv se întâmplă, ca în cursul ploilor torențiale, scurgerea apei pe un substrat argilos să se producă imediat.

Pornind de la aceste caracteristici ale argilelor, agenții geomorfologici, care acționează asupra lor, condiționează o fizionomie aparte a reliefului, care se diferențiază în funcție de umiditate și temperatură. În condițiile unui exces de umiditate substratul este modelat de șiroire, ravenare, solifluxiune, curgeri noroioase, alunecări de teren etc., pe când în condiții de uscăciune și temperaturi ridicate, să aibă loc o

fragmentare sub formă de poligoane, rezultând relieful de takâre (termen folosit în stepa est-europeană) sau de coșcove (termen folosit în România).

Cele mai întâlnite și expresive **forme de relief** dezvoltate pe argile sunt: relieful de takâre și coșcove, ogașele și ravenele, terasele de solifluxiune, curgerile noroioase, alunecările de teren, etc.

Relieful de takâre și coșcove este rezultatul uscării și deshidratării intense a argilei. Aceste procese conduc la fragmentarea terenurilor sub formă de poligoane. Fragmentarea și fărâmițarea marginilor acestora determină formarea de particule fine, care pot fi transportate de vânt și depuse apoi sub forma unei pelicule subțiri.

Alunecările de teren constituie procesul și forma de relief cea mai întâlnită când substratul geologic este alcătuit din argile. Aceste forme sunt rezultatul îmbibării orizonturilor superioare ale pachetului de roci argiloase, care în urma gonflării își modifică volumul, sunt săltate în profilul versantului și apoi alunecă gravitațional (Roșian, 2017). Pentru declanșarea alunecării de teren este necesară existența unui orizont supraumectat, care va funcționa ca pat de alunecare. Alunecările de teren sunt foarte răspândite pe toate continentele, fiind specifice teritoriilor colinare și deluroase alcătuite din argilă. În România cele mai favorabile condiții pentru declanșarea alunecărilor de teren sunt în Depresiunea Transilvaniei, Subcarpații de Curbură, Podișul Moldovei etc.

Curgerile noroioase se produc în condițiile supraumectării locale a argilelor. Dacă suprafața terenului este înclinată acestea încep să se deplaseze gravitațional, luând o formă apropiată alunecărilor de tip curgere. Comparativ cu alunecările propriu-zise, curgerile noroioase sunt pornituri de tip liniar, iar umectarea afectează întreaga masă care se deplasează. În România cele mai numeroase curgeri noroioase se produc în Subcarpații de Curbură.

Ogașele și ravenele se formează atât în regiunile caracterizate cu un climat semiarid, cât și în cele cu climat temperat, când primăvara și vara se înregistrează ploi torențiale, care cad pe un substrat lipsit de un înveliș vegetal protector consistent (Roșian, 2017). Prin repetarea proceselor de scurgere a apei pe aceleași trasee, se poate ajunge la formarea torenților. Aceștia, împreună cu ogașele și ravenele, pot eroda și fragmenta terenurile până la stadiul de bad-lands, cum se întâmplă de exemplu în Dakota de Sud din S.U.A. În România, cele mai numeroase ogașe și ravene formate pe argile se întâlnesc în Subcarpații Buzăului, Subcarpații Vrancei, Colinele Tutovei, Podișul Târnavelor, Podișul Someșan etc.

Terasele de solifluxiune sunt rezultatul proceselor de solifluxiune și pseudosolifluxiune, care se produc pe un substrat alcătuit predominant din argilă, în condiții climatice subpolare și temperate. La baza acestor procese stă aceeași proprietate de impermeabilitate a argilei, care determină ca orizonturile de la partea superioară, saturate cu apă provenită în urma dezghețului sau din precipitații, să se

deplaseze, peste cele rămase înghețate sau mai puțin îmbibate cu apă, spre partea inferioară a versanților.

La modul general, relieful format pe argile, dacă se află în cadrul domeniului de modelare fluvial, se remarcă prin prezența văilor largi, cu versanți lini și profil concav, despărțite de interfluvii convexe, care au altitudini relative scăzute față de teritoriile înconjurătoare. Majoritatea proceselor geomorfologice se întâlnesc pe suprafețe înclinate de tipul versanților. Rețeaua hidrografică, cu toate că poate fi densă, este caracterizată de un regim de scurgere temporar, mai ales la nivelul râurilor de ordin 1 și 2 în sistemul Horton-Strahler. O astfel de situație este specifică pentru Câmpia Transilvaniei. Excesul de umiditate, provenit din precipitații, poate face ca în luncile râurilor apa să stagneze, accentuând fenomenul de stagnare a apelor pe suprafața luncilor.

Relieful format pe argile este bine reprezentat în regiunile montane alcătuite din fliș, submontane, de podiș, piemont și depresiuni intramontane. Ca exemple pot fi date formele de relief din: Franța, SUA (statele Dakota și Illinois), Algeria, România (Podișul Sucevei, Podișul Moldovenesc, Câmpia Moldovei, Câmpia Transilvaniei, Podișul Târnavelor, Subcarpații de curbură etc.) Alpii Sudici, Munții Apenini, Munții Pirinei etc.

Forme de relief similare ca aspect, cu cele care se formează pe argile, se generează pe marne și șisturi argiloase (roci argiloase stratificate). Marnele sunt roci friabile, cu aspect pământos, sfărâmcioase sau compacte, care uneori pot fi stratificate. Cu toate că procesele geomorfologice care se manifestă sunt aceleași, deosebirea constă în valorile mai mari ale energiei de relief. Acestea sunt datorate menținerii unor altitudini relative mai mari între culmile interfluviale și culoarele de vale (Josan, 1979). Din cauza rezistenței mai mari la eroziune a marnelor, și a intercalațiilor existente (gresii și conglomerate), profilul versanților este mai accidentat și cu valori mai mari ale înclinării.

9.5. RELIEFUL FORMAT PE LOESS

Loess-ul este o rocă sedimentară detritică, afânată și sfărâmcioasă, care dimensional se încadrează la aleurite (dimetrul cuprins între 0,01 și 0,1 mm).

Denumirea de loess provine din cuvântul german *lose*, care în regiunea Rin înseamnă afânat, sfărâmcios (Tufescu, 1966a). Această rocă este foarte permeabilă, permițând o foarte bună circulație a apei pe verticală, care uneori valorifică fisurile existente, cele care permit desfacerea rocii pe plan vertical în blocuri prismatice. Cu timpul ele se îndepărtează unele de altele și se surpă, datorită caracterului friabil al loess-ului.

Printre elementele componente ale loess-ului se remarcă granulele de cuarț colțuros, pe care aderă pelicule argiloase sau calcice, material argilo-prăfos, mică și

calcit pulverizat; el are o agregare redusă, culoare cenușiu deschisă sau brun cafenie și este lipsit de stratificație (Naum și Grigore, 1974). Sub aspect procentual loess-ul este alcătuit din 60-70% cuarț, 10-25%, calcar și 10-26% diverși silicați de aluminiu (mică, feldspați, minerale argiloase) (citare). Sub acțiunea precipitațiilor, loessul se decalcificază și calcarul se acumulează sub forma unor concrețiuni denumite păpuși de loess. Loess-ul absoarbe ușor apa, circulația acesteia fiind înlesnită de marea densitate a canalelor și porilor (Posea et al., 1976).

Urmărirea compoziției acestei roci dovedește că are o genază complexă. Pentru stabilirea modului de formare a loess-ului au fost propuse mai multe ipoteze și teorii.

Conform acestora pot fi deosebite mai multe tipuri de loess: *eolian* (localizat în general de-a lungul văilor, pe terase și pe versanți cu valori reduse ale declivității), *aluvial* (situat în lunci și pe terase fluviale vechi), *fluvio-glaciare* (se întâlnește în câmpii deltaice și fluvio-glaciare), *deluviale* (existent în câmpii piemontane, câmpii joase, depresiuni, văi dezvoltate), *proluvial* (format pe conuri de împrăștiere), *eluvial* (situat pe interfluvii și platouri) etc. (Rădoane et al. 2000).

Cu toate că răspândirea loess-ului este neuniformă, pot fi individualizate două fâșii paralele, situate la latitudini mijlocii. Pentru emisfera nordică se remarcă loessurile din Europa, Asia (ajung la grosimi de câteva sute de metri în China, unde este localizat Platoul de Loess), America de Nord și Africa, iar pentru cea sudică cele din America de Sud, Australia și Noua Zeelandă (Derbyshire și Meng, 2005). Sub aspect regional, în cazul Europei, depozitele de loess nu depășesc 30 m grosime, și destul de rar se întâlnesc la altitudini mai mari de 400 – 500 m. Loess-ul din Europa este dispus sub forma a două fâșii orientate de la vest la est: prima se află între marginea nordică a munților hercinici și limita înaintării maxime a ghețarilor cuaternari de calotă (ea începe din Peninsula Bretagne, cuprinde o parte din Bazinul Parizian, Podișul Renan, Podișul Saxoniei, Mala Polska și Bielorusia), iar cea de-a doua, localizată mai la sud și cu suprafețe mai restrânse începe din Valea Rhonului, se continuă în podișul Bavariei, Bazinul Vienei, Câmpia Panonică, Câmpia Română și nordul Podișului Prebalcanic; cele două fâșii se unesc în Podișul Moldo-Podolic de unde se continuă apoi în sudul Ucrainei și stepa Kubanului (Mac, 1980a).

Modelarea acestei roci, de către agenții geomorfologici externi, este influențată de: structura prăfoasă, ceea ce îl face pulverulent; porozitatea, care îi conferă proprietatea de a absorbi cu ușurință apa; prezența concrețiunilor calcaroase la anumite nivele și a unor orizonturi stratificate mai dure datorită acumulării oxizilor ferici; varietatea mare genetică, reflectată într-o mare diversitate de caractere (Mac, 1980a). Pentru geneza unor forme de relief petrografic, alături de proprietățile menționate, contează condițiile în care are loc modelarea loess-ului: parametri reliefului existent, climatul, tipul vegetației, modul de utilizare a terenurilor etc.

Formele de relief individualizate pe loess vor fi condiționate de: grosimea depozitului, starea de umiditate sau de uscăciune a acestuia, viteza de circulație a

apei în masa materială, de caracteristicile rocilor subiacente și a reliefului preexistent depunerii loessurilor (Mac, 1980a). Formele de relief cele mai dezvoltate și mai des întâlnite pe loess sunt: versanții povârniți, terasele structurale, văile în loess, prăbușirile în trepte, forme de terminate de sufoziune și tasare. Cu toate că sunt variate, aceste forme sunt de dimensiuni reduse și puțin rezistente în timp (Posea et al., 1976). Deoarece roca este omogenă și nestratificată, formele de relief vor fi delimitate de linii frânte, fără posibilitatea existenței unei morfologii rotunjite (Tufescu, 1966a).

Versanții povârniți sunt caracterizați de prezența unor coloane prismatice alipite și se întâlnesc în lungul văilor și marginea platourilor sau colinelor din loess. Geneza lor este strâns legată pe proprietatea pachetelor de loess de a se desface în pereți verticali (Mac, 1980a). Autorul citat, menționează în continuare că, la acest proces contribuie: rezistența redusă a orizonturilor de loess, datorată golurilor rămase în urma descompunerii materiei organice sau ca urmare a spălării carbonaților; contracțiilor survenite în urma uscării; legăturile între particule mai strânse în plan orizontal decât în cel vertical etc. Dacă depozitul de loess este gros și constituit din orizonturi cu durități diferite, se formează versanți etajați, în cadrul cărora colonele sunt separate de brâie structurale.

În situația în care loess-ul este lipsit de un înveliș edafic și vegetal protector, chiar și în cazul unor cantități reduse de precipitații, pe versanți se inițiază denudarea peliculară și formarea ravenelor, care modifică semnificativ configurația inițială a reliefului.

Terasele structurale constituie forme de eroziune selectivă, la a căror geneză contribuie semnificativ agentul geomorfologic eolian. Acestea sunt specifice loessurilor alcătuite din orizonturi cu durități diferite. Îndepărtarea orizonturilor mai afânate, de către vânt, la care se adaugă spălarea în suprafață, prin intermediul apei provenite din precipitații, determină reliefaarea orizonturilor mai compacte, care se mențin sub forma unor terase structurale. Existența mai multor orizonturi dure de loess permite formarea unor terase structurale etajate, mai extinse la bază și mai înguste spre interfluvii. Demne de menționat în acest sens sunt cele existente în componența versanților formați pe loess-ul din Mongolia și China.

Văile în loess se formează atunci când suprafețele ocupate de această rocă sunt destul de extinse, că să permită organizarea unei rețele hidrografică sau să fie traversate de cursuri alohtone. Astfel de văi au o morfologie asemănătoare celor de tip chei sau canion, în condițiile în care râurile se pot adâncii rapid, lăsând în urma lor versanți abrupti. Spre exemplificare pot fi amintite văile din Platoul de loess din China, precum și cele din Dobrogea (fig. 9. 5).

Surpările în trepte se întâlnesc pe suprafețele înclinate și abrupte de tipul versanților. La formarea treptelor se ajunge în urma surpării repetate a

fragmentelor de loess. Odată desprinsă prima coloană, ea este urmată la un moment dat de alta ș.a.m.d. (fig. 9. 5), pe fondul subminării continue a bazei versanților.

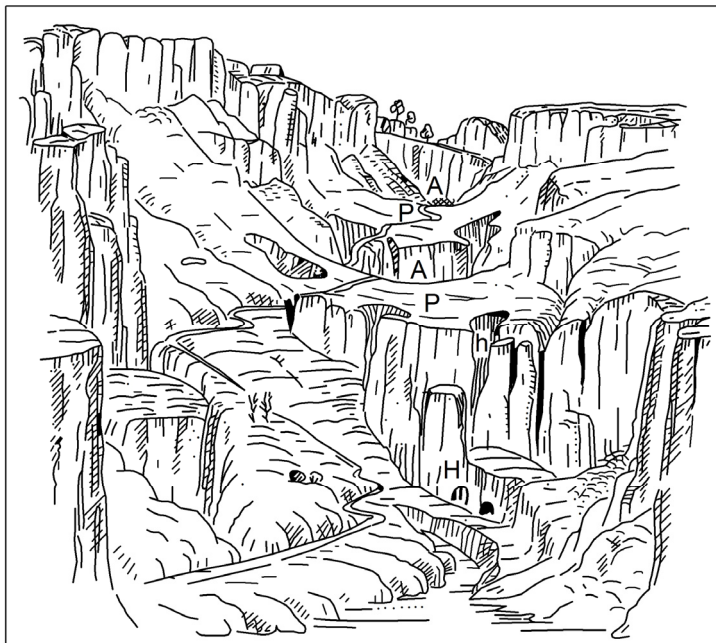


Fig. 9. 5. Râpa mare de la Stelnica (nord de Fetești), tip de vale sufozională:
A – avene; P – punți; h – hornuri; H – gura hrubei subterane (Tufescu, 1966a, p. 193)

Forme de relief rezultate în urma sufoziunii și tasării. Aceste procese fiind posibile datorită porozității loess-ului, conduce, prin participarea apei, formarea unor excavații închise, de formă eliptică sau circulară.

Sufoziunea determină formarea unor pâlnii, care prin intermediul hornurilor comunică cu un tunel subteran, format la contactul dintre loess și roca de la partea inferioară. La rândul ei, tasarea, lasă în urmă, pe suprafața terestră crovuri, găvane și padine.

Alături de porozitatea loess-ului, la inițierea genezei acestor forme de relief contribuie inclusiv modul de formare și depunere neuniformă a acestei roci (Wilhelmy, 1974). Este vorba de existența unor concavități, care favorizează acumularea apei provenite din precipitații.

Prin procesul de infiltrare în subteran, apa se încarcă cu particule fine de loess, provocând astfel sufoziunea și tasarea.

Acțiunea concomitentă a acestora, la care se adaugă și alte procese geomorfologice, cum ar fi cele eoliene, atrage după sine extinderea crovurilor, până la stadiul găvan. Unirea acestora face ca spațiul dintre ele să se reducă, fapt care contribuie, ca o dată cu trecerea timpului să se formeze depresiuni alungite denumite

padine (Mac, 1980a). Prin extinderea crovurilor și unirea lor de-a lungul unor aliniamente se formează văi de crovuri. Dezvoltarea acestora prin adâncire le conduce spre un nou stadiu, cel în care ajung să intersecteze pânza freatică și să evolueze spre văi de eroziune fluvială. Analizate în profil transversal aceste văi prezintă un sector superior evazat, moștenit din stadiul când funcționa ca o padină, și unul inferior, mult mai îngust, format prin eroziune în adâncime (Mac, 1980a).

Dacă loess-ul din taluzul crovurilor, găvanelor și padinilor este îndepărtat prin spălare ajunge să câptușească partea inferioară a acestora, favorizând formarea de lacuri, cu caracter temporar. De asemenea, prin supraumectarea loess-ului se pot declanșa alunecări de teren superficiale, pe taluzurile formelor de relief rezultate în urma sufoziunii și tasării.

În România, cele mai multe crovuri și padine există în: Câmpia Română, Podișul Dobrogei și Câmpia Banatului. Ele sunt frecvente și în Câmpia Europei de Est, unde se numesc farfurii de stepă.

Analizată sub aspect evolutiv, dezvoltarea reliefului format pe loess are loc în două etape:

- în prima etapă, din cauza permeabilității ridicate, apele se infiltrează preponderent pe verticală, timp în care circulația pe orizontală este nesemnificativă; în aceste context evoluția reliefului este influențată de grosimea orizontului de loess și de tipul rocilor de la partea inferioară; formele de relief, generate în această secvență, sunt caracterizate de prezența unor suprafețe foarte înclinate sau chiar abrupte (maluri verticale, hornuri de sufoziune, guri de hrube etc.).

- în cea de-a doua etapă, eroziunea verticală ajunge la roca de bază, ceea ce face ca eroziunea laterală să devină predominantă; prezența la partea inferioară a loess-ului a unor roci impermeabile, de tipul argilelor, determină ca acestea să funcționeze ca nivel de bază pentru eroziune; se explică astfel de ce golurile din masa de loess se vor dezvolta pe verticală.

În urma unei astfel de evoluții formele de relief vor fi caracterizate de o îmbinare contrastantă dintre suprafețele foarte înclinate, aferente versanților și hrubelor de sufoziune, și cele cvasiorizontale, existente la partea inferioară a padinilor și a văilor de eroziune.

Evoluția reliefului format pe loess are loc în principal prin intermediul surpărilor, cele care împrăștie mereu taluzurile existente (Tufescu, 1966a).

Se ajunge astfel ca relieful format pe loess să fie fragmentat de văi adânci și înguste, despărțite de interfluvii relativ netede. Pe suprafața lor cu toate că sunt prezente denivelări de tipul crovurilor, găvanelor și padinilor, ele nu reușesc să contrabalanseze suficient monotonia interfluviilor caracteristică câmpiilor stepice formate pe loess (Mac, 1980a). Alături de importanța geomorfologică, pe fondul porozității favorabile (5 - 20%), a bogăției în carbonați și în alte elemente bazice, pe loessuri se formează cele mai fertile soluri: cernoziomuri, kastanoziomuri, faeoziomuri etc.

9.6. RELIEFUL FORMAT PE NISIPURI

Una dintre cele mai întâlnite roci sedimentare este nisipul. El reprezintă o rocă psamitică necimentată, cu bobul mic (0,1 – 2 mm), foarte variat ca geneză (eolian, marin, fluvial etc.). Sub aspect mineralogic nisipul are în componență cuarț (peste 50%), feldspați (5-10%), muscovit (10-15%), la care se mai adaugă în cantități mici granați, amfiboli, piroxeni, olivină, calcit, aur nativ, glauconit etc. (Coteț, 1971).

Nisipurile sunt caracterizate de o permeabilitate accentuată, fiindcă, de obicei, în majoritatea cazurilor între granule rămân goluri suficient de mari, care permit infiltrarea apelor (Naum și Grigore, 1974). În unele situații nisipul se comportă ca o rocă impermeabilă: când este acoperit de un sol podzolic alcătuit din concrețiuni compacte, când este saturat cu apă și când este înghețat (Posea et al., 1976).

Interacțiunea agenților geomorfologici externi cu terenurilor alcătuite din nisipuri se va realiza în funcție de: alcătuirea mineralogică, mărimea și gradul de legătură a particulelor nisipoase (ele influențează în continuare, posibilitatea de modificare a reliefului, permeabilitatea depozitului și mecanismele de modelare); condițiile de mediu (umiditate, uscăciune, acoperire cu sol, grad de acoperire cu vegetație și prelucrarea antropică a terenului, cele care determină în final stabilitatea nisipurilor și influența climatului asupra modelării); circulația apei și sărurilor în masa depozitului, în funcție de care au loc restructurări ale poziției particulelor, concreționări, eroziuni interioare etc. (Mac, 1980a).

Formele de relief menținute pe nisipuri, comparativ cu cele formate pe alte tipuri de roci, au o morfologie influențată semnificativ de condițiile climatice.

În climatul temperat umed pe nisipuri se formează **văi largi**, prevăzute cu **versanți** caracterizați de valori reduse ale pantei. Caracterul scurgerii este unul intermitent, inclusiv în perioadele cu precipitații, datorită infiltrărilor subterane.

Prezența apei în nisipuri conduce la înmuierea fracțiunilor nesilicioase, la care aderă apoi firicelele din apropiere (Mac, 1980a). Ulterior, conform autorului citat, se pot forma orizonturi mai dure, ce pot fi scoase apoi în evidență de către eroziune, sub formă de brâie, polițe și sectoare mai abrupte de versant. Prin concreționare în depozitele nisipoase se formează **trovanți**, al căror diametru variază de la câțiva cm până la peste 1 m. Atunci când eroziunea îi detașează din masa nisipoasă trovanții se pot rostogoli pe versant, în timpul dezghețului din primăvară, sau pot glisa pe nisipul supraumectat. În România trovanți sau bălătruci se găsesc în: Masivul Feleacului, Podișul Someșan, Subcarpații Getici (la Costești) etc. Existența unor depozite nisipoase, în amestec cu particule argiloase, favorizează o eroziune diferențiată, prin denudare peliculară, în urma căreia se formează **creste de pământ** și **piramide coafate**, de tipul celor existente la Râpa Roșie.

Condițiile de uscăciune și lipsa unui înveliș vegetal consistent, specifice climatului temperat continental excesiv, favorizează mobilitatea nisipurilor, ceea ce determină ca modelarea eoliană să devină dominantă.

În climatele umede, dacă nisipul este lipsit de un înveliș edafic și vegetal protector, ajunge să fie puternic îmbibat cu apă, ceea ce determină formarea de *curgeri nisipoase umede*. Suprasaturarea nisipului cu apă și fluidizarea lui, presupun existența în substrat a unor orizonturi de rocă impermeabilă (Rădoane et al., 2000). Nisipurile supraumectate devin fluide din cauza creșterii distanței dintre granulele constitutive. Este suficient ca umiditatea acestora să ajungă la 13-14% pentru declanșarea curgerii.

Regiunile cu climat cald, arid și semiarid, sunt caracterizate de faptul că modelarea eoliană devine predominantă. Manifestarea ei determină atât forme de eroziune (*yardang-uri*, *scobituri eoliene*, *depresiuni de deflație și coraziune* etc.), cât și de acumulare (*riduri eoliene*, *movile de nisip*, *dune* etc.).

În zonele reci înghețul face ca nisipurile să devină impermeabile. Dacă ele sunt dispuse în alternanță cu strate de argilă, creează condiții pentru *solifluxiune*, în scurtele intervale cu dezgheț. În cazul în care nisipul este spulberat împreună cu zăpadă, în momentul acumulării formează *dune nivo-eoliene*.

Cele mai variate forme de relief datorate existenței nisipurilor se întâlnesc în regiunile cu climat arid și semiarid (Deșertul Sahara, Deșertul Victoria, deșerturile din Asia, Peninsula Arabică, deșerturile din America de Nord și de Sud etc.). Condiții favorabile pentru geneza reliefului pe nisipuri există și în România. Se evidențiază în acest sens nisipurile modelate eolian de la Valea lui Mihai, Carei, Ivești, Hanul Conachi, Țândărei, Calafat, Bechet, nisipurile din Delta Dunării și de pe litoral.

La modul general, relieful pe nisipuri se remarcă prin caracterul estompat al formelor. Această trăsătură este datorată pe de o parte slabei consolidări a particulelor de nisip, iar pe de altă parte a tendinței permanente de nivelare a terenurilor nisipoase. Inclusiv văile sunt largi și fără rupturi în profil longitudinal.

9.7. RELIEFUL FORMAT PE GRESII ȘI CONGLOMERATE

Gresiile sunt roci psamitice formate prin cimentarea nisipurilor. Din cauza unei mari varietăți de faciesuri duritatea lor variază foarte mult. Există gresii dure, compacte, omogene, puternic cimentate și cu puține diaclaze (de exemplu gresia de Kliwa) și gresii friabile, mai slab cimentate cu liant calcaros sau argilos (de exemplu molasa din bazinele de sedimentare prealpine) (Naum și Grigore, 1974). Raportat la tipul cimentului, cel care le dă o anumită culoare, gresiile pot fi: calcaroase (albe), silicioase (albe), micacee, argiloase, feruginoase (brune), gipsoase, dolomitice, glauconitice (verzi), manganoase (negre) etc. Chiar dacă sunt considerate roci dure, prin meteorizație, care în cazul lor presupune dezagregarea și dizolvarea cimentului

(de către apele de infiltrație), din ele se formează la nisipuri eluviale. Modelarea lor de către agenții geomorfologici externi este înlesnită și de prezența fisurilor.

Conglomeratele sunt roci psefitice rezultate în urma cimentării pietrișurilor. În funcție de tipul cimentului acestea pot fi: calcaroase, argiloase, silicioase (sunt considerate cele mai dure), feruginoase și mai rar gipsoase sau dolomitice. Dezagregarea conglomeratelor conduce la formarea cuverturilor de pietrișuri de natură eluvială. Deoarece conglomeratele sunt alcătuite din elemente cristaline puternic cimentate, care le face rezistente la eroziune, favorizează un relief impunător, cu versanți abrupti și profiluri ascuțite (Posea et al., 1976).

Comparativ cu celelalte tipuri de roci sedimentare, al căror relief petrografic a fost prezentat anterior, în situația gresiilor și al conglomerate morfologia este una mult mai spectaculoasă (Roșian, 2017). Deosebirea este dată de faptul că aceste roci sunt cimentate. Cu toate că este de așteptat ca relieful format pe gresii și conglomerate să fie uniform, nu este așa, deoarece gradul de cimentare și variațiile granulometrice introduc discontinuități. În plus, prezența fisurilor și permeabilitatea, determină ca gresiile și conglomeratele să fie vulnerabile (Mac, 1980a), la acțiunea agenților morfogenetici externi.

Sub aspect granulometric în scoarța terestră există o gamă largă de gresii, începând de la varietatea argilooasă fină, până la gresia conglomeratică. Din acest motiv relieful format pe gresii și conglomerate are multe aspecte în comun și poate fi analizat împreună.

Configurația formelor de relief rezultate va fi influențată de: grosimea depozitelor, modul în care alternează stratele cu durități diferite, tipul liantului care consolidează particulele, climat, modul de utilizare al terenurilor etc. La geneza reliefului participă numeroase procese geomorfologice: meteorizația, denudarea peliculară, ravenarea, coraziunea eoliană, deplasările de teren etc.

Forme de relief specifice gresiilor și conglomeratelor pot fi clasificate astfel: forme de excavare, forme reziduale, forme de acumulare etc.

Formele de excavare sunt rezultatul eroziunii gresiilor și conglomeratelor prin intermediul: denudării peliculare, deflației și transportului fluvial. În categoria acestora se includ: *alveolele* (scobituri, de dimensiuni variate, formate în orizonturile mai friabile), *surplombele* (sunt rezultatul îndepărtării materialelor slab consolidate de sub orizonturi mai dure), *hornurile* și *grotele* (se formează prin valorificarea fisurilor și diaclazelor de către eroziunea eoliană, dizolvare chimică, gelifracție; deschiderile primare sunt lărgite vertical rezultând hornuri sau orizontal când se formează grote; ca exemple pot fi date Hornurile din Piatra Craiului, avenul de la Șapte Scări din Piatra Mare, grotele din gresiile oligocene ale Podișului Someșan, precum și cele formate în gresiile existente în Franța, la Fontainebleau, Germania, Australia, S.U.A., Sahara etc.), *podurile naturale* (de tipul arcurilor și coloanelor se formează prin eroziunea diferențiată a rocilor realizată de către ploaie și vânt; remarcabil este Rainbow Bridge

din Utah, și galeria naturală de la Huhstal) (Mac, 1980a). Alături de aceste exemple, pe teritoriul României, gresiile sunt bine reprezentate în Carpații Orientali, unde se remarcă gresia de Tarcău și gresia de Kliwa.

Formele reziduale sunt și ele numeroase; cele mai expresive sunt: acele, turnurile, hornurile, coloanele, stâncile zvelte, piramidele coafate, blocurile insulare, relieful de babe, sfîncși, mese etc. În procesul de formare a lor o contribuție semnificativă o are fisurarea și diaclazarea rocilor, cea care înlesnește pătrunderea apelor provenite din precipitații, în masa gresiilor și conglomeratelor. De pildă, o fisură existentă poate ajunge să fie transformată într-un șanț vertical, în urma procesului de eroziune; continuarea modelării determină izolarea din masa de gresii a unui martor lateral, care ulterior este fasonat prin meteorizație, vânt și șiroire, în fizionomii diverse (Mac, 1980a). Martorii erozivo-petrografici care se formează au aspect de inselberg și sunt înconjurați de sfărâmaturi rezultate în urma eroziunii gresiilor și conglomeratelor.

Forme de relief, de tipul celor menționate se întâlnește în masivele de tip sinclinal suspendat din Munții Carpați: Turnurile din Ceahlău, Piatra Singuratică din Hășmaș, Bisericuța, Piramidele, Ciobănașul, Coloanele, Babele și Sfinxul din Bucegi, Tigăile din Ciucaș etc. Tot în acest context merită amintit relieful ruiniform de la Grădina Zmeilor, din Depresiunea Almaș-Agrij.

Formele de acumulare sunt reprezentate de nisipurile de dezagregare, de tipul celor existente pe Platoul Bucegilor. În categoria lor se includ și grohotișurile de sub vârfurile din Ciucaș și de la baza abruptului Bucegilor, precum și tăpșanele și pânzele din rocile sfărâmate situate la baza versantului sudic al Munților Piatra Craiului.

Relieful de ansamblu, al regiunilor care au în substrat gresii și conglomerate, este definit de prezența văilor adânci și largi, cu versanți fragmentați, ai căror declivitate depășește 15°-20°. Văile sunt despărțite de culmi interfluviale rotunjite, secționate de înșeuări și presărate cu martori de eroziune (Mac, 1980a).

În situația în care depozitele de gresii și conglomerate au grosimi de mii de metri, deasupra nivelului mării, va rezulta un relief montan, care va domina teritoriile înconjurătoare constituite din roci mai friabile. Văile din cadrul acestuia vor prezenta, în profil longitudinal, rupturi de pantă, iar în profil transversal vor fi caracterizate de polițe și umeri. Când râurile sunt dispuse transversal față de aceste roci se ajunge inclusiv la formarea unor sectoare de vale înguste, cu aspect de defileu.

Formarea reliefului pe gresii este influențată și de condițiile climatice. De pildă, în teritoriile cu climat umed, pe versanți acționează mai ales șiroirea, în timp ce în cele aride se dezvoltă, din cauza dezagregării, abrupturi cu aspect ruiniform (Posea et al., 1976). De asemenea, în condiții climatice temperate și mediteraneene, pe versanți predomină alternant șiroirea și dezagregarea.

Relieful petrografic format pe gresii și conglomerate este destul de bine reprezentat la nivelul suprafeței terestre. El este mai expresiv în teritoriile montane și

de podiș din: Europa, Africa, Asia, America de Nord etc. Pentru România se remarcă formele de relief menținute pe gresiile de Kliwa și Tarcău, aferente flișului cretacic și paleogen, precum și pe conglomeratele din Munții Bucegi, Ciucaș și Ceahlău.

9.8. RELIEFUL CARSTIC

În regiunile în care dizolvarea calcarului sau a altor roci solubile, în prezența apei, devine dominantă, suprafața terestră primește o morfologie tipică, denumită relief carstic. Termenul își are originea în cuvântul slav *kras*, prin intermediul căruia este desemnat platoul alcătuit din calcare, poziționat între Golful Trieste, Peninsula Istria și terminațiile vestice ale Alpilor Iulieni, teritoriu denumit de italieni Carso, iar de germani Karst (Onac, 2000). În Slovenia *kras* sau *krs* înseamnă teren pietros gol, de tipul celui existent în partea vestică a acestei țări (Huggett, 2017). Acești termeni provin de la cuvântul pre-indo-european *kar* (piatră), care în limba celtă are sensul de câmp de piatră, prin intermediul căruia era, până nu demult, indicat platoul amintit mai sus (Onac, 2000). Studiul îndelungat și aprofundat a reliefului carstic a condus la apariția a două discipline științifice: carstologia și speologia (Bleahu, 1982).

Sub aspect geomorfologic, carstul desemnează un teren în care rocile solubile sunt modificate la suprafața și în subteran prin acțiunea de dizolvare a apei, fapt pentru care prezintă caracteristici distinctive ale reliefului și drenajului (Huggett, 2017).

Cele mai mari suprafețe ocupate de orizonturi groase de calcare, care oferă condiții pentru formarea reliefului carstic se întâlnesc în: America de Nord, America Centrală, sud-estul Asiei, Noua Guinee, Indonezia (Sulawesi), Australia, sudul Franței, Italia, Slovenia, Croația, România, Grecia etc.

În afară de calcare și alte roci asemănătoare cu ele, relieful carstic se poate forma și în alte împrejurări: pe roci sedimentare evaporitice (dintre acestea se remarcă sarea și gipsul, roci pe care se formează un relief carstic instabil reprezentat de lapiezuri, doline, peșteri, ponoare etc.), pe roci detritice cu ciment calcaros (morfologia formată pe astfel de roci – conglomerate, gresii calcaroase etc. – este denumită clastocarst; ea este reprezentată de: lapiezuri, doline, văi, peșteri și avene) și pe diverse roci foarte greu solubile de tipul cuarțitelor, gresiilor cu granule de cuarț, gresiilor și conglomeratelor silicioase (în timp îndelungat pe acestea se pot genera forme carstice – lapiezuri, doline, peșteri etc. –, deoarece în sens strict chimic nu există roci insolubile, dizolvarea afectând toate mineralele) (Bleahu, 1982).

Alături de relieful carstic, format prin procese de specifice, există și forme pseudocarstice. Cu toate că se aseamănă cu cele carstice, ele au primit această denumire din cauză că la baza genezei lor nu stau procese de coroziune. Astfel de forme se întâlnesc pe loess, pe aglomerate și tufuri vulcanice, granite, gnaise etc. De exemplu, pentru relieful carstic format pe anumite roci vulcanice se utilizează și termenul de

vulcano-carst (Naum și Butnaru, 1967). De asemenea, relieful cu aspect carstic, format pe aglomerate vulcanice, pe tufuri și pe loess este denumit clastocarst (Coteț, 1971).

9.8.1. Interacțiunea rocilor carstificabile cu apa

Prezența calcarului sau al celorlalte roci carstificabile, în lipsa unor condiții obligatorii, pentru geneza reliefului carstic, nu formează decât un relief calcaros. În lipsa dizolvării, cea care stă la baza genezei reliefului carstic, acesta este consecința eroziunii realizate prin intermediul pluviudenudației, eolizației, îngheț-dezghețului etc., care are loc pe calcare și roci similare cu ele.

Dintre condițiile de bază, care trebuie îndeplinite pentru formarea reliefului carstic, se remarcă: prezența pe suprafața terestră sau aproape de ea a rocilor solubile, de preferință calcare; rocile solubile să fie dense, puternic consolidate și puțin înclinate; să existe căi de atac care să fie utilizate de apă pentru a putea dizolva (condiția structurală); circulația apei trebuie să fie bună pentru a vehicula soluțiile și a asigura amestecul lor; văile, care drenează regiunea, trebuie să fie suficient adâncite în rocile solubile, fapt care favorizează drenajul subteran, care la rândul său favorizează dizolvarea; regimul precipitațiilor trebuie să fie unul moderat. Când toate aceste condiții sunt îndeplinite, procesul de carstificare va fi nuanțat de: morfologia preexistentă, tipul de climat, de vegetație, de sol și precum și de activitățile antropice (Mac, 1980a).

A. Roci carstificabile

În categoria acestora se includ cele care se dizolvă în prezența apei. Proprietatea unei substanțe de a se dizolva se numește solubilitate, iar lichidul în care are loc dizolvarea solvent (cel mai întâlnit solvent din natură este apa, încărcată cu diverse substanțe dizolvate). Prin raportate la această proprietate, rocile se împart în: insolubile și solubile. Deoarece pentru formarea carstului prezintă importanță doar ultimele, proprietățile lor vor fi expuse în continuare. Rocile solubile se grupează în carbonați și evaporite (Bleahu, 1982).

Carbonații sunt roci alcătuite din minerale carbonatice; în categoria lor se includ: calcitul (carbonatul de calciu), magnezitul (carbonatul de magneziu), sideritul (carbonatul de fier), rodocrozitul (carbonatul de mangan), witheritul (carbonatul de bariu) etc., la care se adaugă doi carbonați dubli: dolomitul (carbonatul de calciu și magneziu) și ankeritul (carbonatul de fier și magneziu), cu precizarea că dintre acestea cel mai important este calcitul, deoarece formează calcarele (Bleahu, 1982). Rocile pe care se formează cel mai variat relief carstic sunt calcarul și dolomitul. Alături de acestea morfologii carstice se întâlnesc frecvent și pe: travertin și cretă.

Calcarul reprezintă o rocă sedimentară, care se formează în urma unor procese chimice, biogene și organogene; varianta metamorfică a lui este marmura. Calcarul este alcătuit din carbonat de calciu cu puritate diferită; dacă impuritățile sunt în cantitate redusă calcarele sunt foarte solubile; în caz contrar, existența elementelor străine, în cantități apreciabile le face greu dizolvabile, ceea ce explică nuanțarea procesului carstic, în aceleași condiții de climă, vegetație, sol etc. (Ford și Williams, 2007). De asemenea, calcarul participă și la cimentarea unor roci detritice, cum ar fi de exemplu conglomeratele și gresiile calcaroase; prin dizolvarea lor se poate forma relief carstic.

Calcare se formează pe diverse căi (Bleahu, 1982):

- prin depunere chimică, fără participarea viețuitoarelor, de unde și denumirea de calcare anorganice;
- prin depunere chimică, cu participarea viețuitoarelor, motiv pentru care se numesc calcare biogene;
- prin acumularea resturilor de organisme calcaroase; sunt denumite calcare organogene; în categoria lor se includ calcarele recifale, pe baza cărora s-au format majoritatea depozitelor de calcar.

Dolomitul este alcătuit din mineralul cu același nume, fiind a doua rocă carbonatică ca importanță. Se formează atât prin precipitare directă din apa mării, cât și prin procese chimice ulterioare depunerii calcarului, care duc la înlocuirea parțială a ionului de calciu cu cel de magneziu (Bleahu, 1982). Comportamentul său în prezența apei este similar cu cel al calcarului. Cu toate că se dizolvă mai greu, se fisurează și se dezagregă ușor, ceea ce determină ca formele de relief rezultate să aibă un profil bine conturat.

Travertinul constituie o rocă de precipitare continentală, prevăzută cu textură columnară, ce are în componență un ciment fin (Mac, 1980a). Favorizează în special geneza microreliefului carstic, și mai puțin macroreliefului.

Creta este o rocă formată aproape în exclusivitate din țesuturi de coccolithophorite (nanoplancton), ceea ce explică prezența în proporție de 97 – 99% a calcitului (Onac, 2000). Se prezintă sub forma unor mase mari de rocă stratiformă, care uneori pot conține particule de glauconit, oxi-hidroxizi de fier și noduli de silice, care o fac mai rezistentă.

Evaporitele reprezintă roci chimice de precipitare, ce se formează fie prin evaporarea unei soluții, fie a apei de mare. Cele mai întâlnite evaporite sunt: anhidritul, gipsul (prin deshidratare se transformă în anhidrit) și sarea. Cele mai evidente forme de relief carstic se formează pe cea din urmă.

Sarea reprezintă o rocă sedimentară evaporitică, formată prin precipitare. Pe depozitele de sare rezultă atât forme exocarstice, cât și endocarstice. Dintre acestea se remarcă lapiezurile (pe masivul de sare de la Praid, Slănic Prahova etc.), dolinele

(cum sunt cele de la Meledic, în care s-au format lacuri), ponoarele și peșterile (Peștera de la Meledic, cu o lungime de 1.220 m).

Indiferent că este vorba de calcare, dolomite sau alte roci carstificabile, ele trebuie să ofere apei căi de acces, pentru a le dizolva. Acestea sunt reprezentate de către discontinuitățile existente în roci; ele sunt de tipul fețelor de stratificație și a litoclazelor (apar sub formă de crăpături care afectează depozitele de calcar). În funcție de dimensiune litoclazele se clasifică în: fisuri sau leptoclaze (de ordinul milimetrilor), diaclaze (au spațiu liber între pereții crăpăturii), fracturi (sunt de amploare și străbat întregul depozit) și falii (Bleahu, 1982).

B. Rolul apei în carstificare

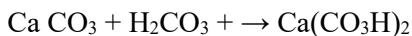
Pentru formarea reliefului carstic nu este suficientă prezența rocilor carstificabile. Alături de acestea trebuie să fie prezentă apa, cea care în procesul de carstificare are o funcție dublă: chimică și dinamică.

Funcția chimică este exercitată prin interacțiunea apei încărcată cu CO₂ și diverși acizi, cu roca. În situația rocilor care au în componență carbonat de calciu, rezultatul este trecerea calcarului în bicarbonat de calciu, solubil în apă și instabil din punct de vedere chimic; ulterior, acesta trece în forme insolubile: calcit, aragonit și travertin (Mac, 1980a). Cantitatea de CO₂ din apă diferă în funcție de temperatura acesteia. Înseamnă că presiunea bioxidului de carbon este cu atât mai mare cu cât temperatura este mai scăzută, ceea ce face ca odată cu scăderea temperaturii în soluție să intre mai mult CO₂ (Onac, 2000). De exemplu, apele din zonele reci conțin mai mult CO₂, din care cauză sunt mai agresive, comparativ cu cele din zonele temperate, mediteraneene, subecuatoriale și tropicale, care fiind mai calde, au un conținut mai redus. Cu toate acestea în zonele respective carstul este bine dezvoltat datorită existenței în apă a unor acizii, rezultați din acțiuni biologice, care au rolul de a intensifica eroziunea carstică.

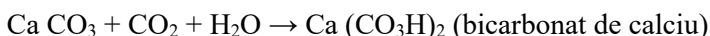
Interacțiunea dioxidului de carbon (CO₂) cu apa determină formarea acidul carbonic:



În continuare acidul carbonic atacă calcarul (Ca CO₃), pe care îl transformă în bicarbonat de calciu Ca(CO₃H)₂, care este solubil în apă:



Sintetizând, reacția completă este următoarea:



Se adeverește astfel că, dizolvarea calcarului de către apă este condiționată într-o primă fază de prezența dioxidului de carbon, iar apoi de cantitatea lui. Cu cât ajunge mai mult dioxid de carbon în apă, cu atât se formează mai mult acid carbonic, care dizolvă mai mult calcar (Bleahu, 1982).

În natură procesul este însă mai complicat, din cauză că nu tot dioxidul de carbon trece în acid carbonic, ci mai rămâne o parte care are rolul să echilibreze soluția, el stând în echilibru cu bicarbonatul dizolvat. Acest fapt exprimă că *„tot ce este peste necesarul de echilibru este însă luat necombinat în acid carbonic, care imediat se combină cu calcarul și dă dicarbonat. Acest tot ce este peste necesarul de echilibru este, deci, cel mai important în dizolvarea calcarului, aici el atacă calcarul, fapt pentru care este denumit CO₂ agresiv. Prin epuizarea lui nu se mai poate forma acid carbonic, iar odată consumat întregul acid carbonic disponibil prin combinarea cu calcarul, acesta nu va mai putea fi atacat mai departe. Așadar dizolvarea calcarului depinde de cantitatea de CO₂ agresiv din apă. Când el nu mai există nici calcarul nu mai este atacat. Soluția este în echilibru și se zice că este saturată.”* (Bleahu, 1982, p. 14).

Toate acestea dovedesc că soluțiile saturate sunt destul de ușor de dezechilibrat, în cazul modificării parametrilor mediului, fapt care permite reluarea proceselor de dizolvare sau depunere a calcarului. Reînceperea dizolvării calcarului se produce când: crește cantitatea de dioxid de carbon, scade temperatura soluției, crește presiunea aerului, se amestecă două soluții (se produce coroziunea de amestec; aceasta se referă la amestecul a două ape carstice saturate, incapabile să dizolve, care dau o apă nesaturată capabilă să continue procesul de dizolvare) și când sunt prezente microorganisme (coroziune biochimică datorată unor bacterii) (Bleahu, 1982; Onac, 2000; Ford și Williams, 2007). La rândul ei, conform autorului citat, depunerea calcarelor are loc dacă din soluție este extras CO₂, când crește temperatura soluției și când scade presiunea aerului.

Funcția dinamică este materializată prin deplasarea apelor în masa rocilor carstificabile. Circulația apei în carst este una cu totul aparte, ea realizându-se prin respectarea următoarele premise (Mac, 1980a; Bleahu, 1982):

- calcarul în sine nu este o rocă permeabilă, ci una compactă, prin care apa nu poate trece, dar în schimb este străbătută din toate direcțiile de discontinuități, cum sunt fisurile, diaclazele, fețele de stratificație, care realizează o porozitate de fisurație, favorabilă circulației apei, motiv pentru care această rocă se consideră că are o permeabilitate mare;

- pătrunderea apei în substrat nu se realizează prin infiltrări obișnuite, ci prin intermediul unor rețele de absorbție, reprezentate de fisuri, diaclaze, planuri de stratificare etc.;

- apa ajunsă în depozitul petrografic nu se acumulează într-un nivel subteran unitar, ci compun o rețea de canale, cu treceri în cascadă, cu direcții de deplasare în toate sensurile, chiar și în sus atunci când se află sub presiune, așa cum este în cazul izbucurilor;

- apa din calcar, care nu reușește să părăsească masivul, devine ineficace, fiindcă se va satura și va stagna, fără a mai avea posibilitatea să contribuie la formarea golurilor subterane;

- prin mărirea golurilor vor fi interceptate fisuri umplute cu apă stagnantă, care va fi preluată în circuit devenind activă, prin favorizarea coroziunii de amestec;

- tendința de deplasare a apei este spre partea inferioară, a pachetelor de rocă, atât timp cât condițiile locale o permit; uneori deplasarea poate fi oprită la un nivel limită, dat de prezența unor orizonturi impermeabile (argile, marne etc., aflate la partea inferioară a depozitelor de roci carstificabile).

Din cele prezentate se deduce că apa este distribuită inegal în depozitele de roci carstificabile, fapt care permite individualizarea mai multor niveluri.

Zonarea verticală a apei în carst evidențiază existența unei etajări (Bleahu, 1982):

- **zona superioară**, denumită și **epicarstică sau de infiltrație**, include fisurile și diacrlazele existente la suprafața masivelor de roci carstificabile. Prin intermediul acestora are loc pătrunderea apei în subteran. Profunzimea zonei de infiltrație este în funcție de natura rocii, gradul de fisurație și de climat. Limita inferioară este apreciată la nivelul de la care apele se organizează în cursuri descendente. Sub aspect morfogenetic ea cuprinde exocarstul.

- **zona de circulație pe verticală** este cea care asigură trecerea apei infiltrate spre adâncime. Se evidențiază prin prezența căilor de acces ale apei dispuse pe verticală. Dintre acestea se remarcă în număr mare fisurile și diacrlazele, la care se adaugă tuburile verticale de dimensiuni mari, cum sunt avenele, puțurile și hornurile, care sunt ceva mai rare. Prin circulația îndelungată a apei are loc lărgirea canalelor și realizarea conductelor sub presiune. Apa care circulă pe aici continuă acțiunea de dizolvare a rocilor, deoarece pe lângă faptul că ea vine cu o încărcătură suficientă de acizi, de la partea superioară, înregistrează o temperatură tot mai scăzută pe măsură ce merge în adâncime. De asemenea, odată cu adâncimea crește și presiunea, sub efectul coloanei de apă care apasă de la partea superioară (fig. 9. 6). La nivelul acestei zone, un rol fundamental îl are coroziunea de amestec. Aceasta a fost evidențiată pentru prima dată de Bogli în 1964 (citată de Bleahu, 1982) și este consecința interacțiunii a două surse de apă încărcate neuniform cu carbonat de calciu.

- **zona de circulație orizontală** este caracterizată de o dinamică în plan orizontal a apelor și include galeriile și râurile subterane. Limita inferioară a acestei zone corespunde cu al celor mai coborâte resurgente. Deplasarea apei se realizează aici atât în regim liber, la debite scăzute, cât și sub presiune, în timpul viiturilor. Denivelările existente la nivelul galeriilor de curgere determină la formarea sifoanelor și a retențiilor

de apă, fiind posibilă chiar și formarea de lacuri. În cuprinsul aceste zone, nota de specificitate este dată de existența aluviunilor. Ele provin pe de o parte din prăbușiri interne, iar pe de altă parte sunt aduse de râurile interioare sau prin aport de pe platouri (Mac, 1980a), prin intermediul zonei de circulație verticală. În cadrul acumulărilor care au loc se remarcă prezența argilei reziduale.

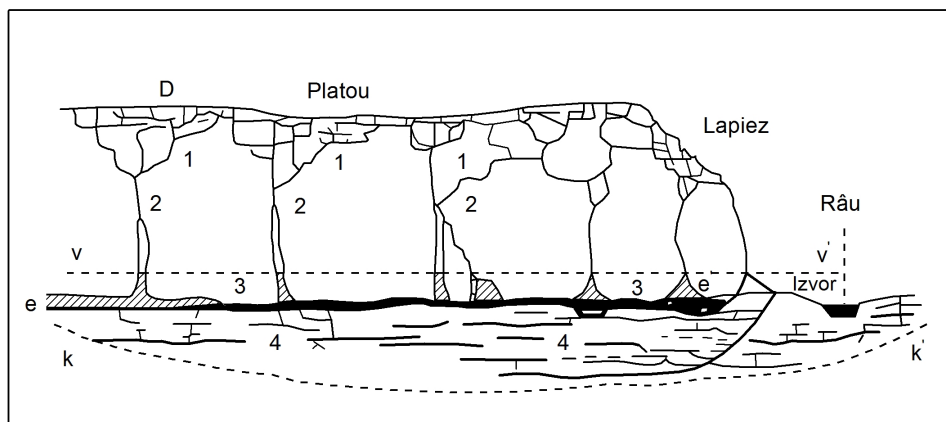


Fig. 9. 6. Etajarea verticală a unui masiv carstic sub aspect hidrologic: 1 – zona epicarstică de infiltrație; 2 – zona de circulație pe verticală; 3 – zona de circulație pe orizontală (a râurilor subterane); 4 – zona înecată cu toate spațiile libere ocupate de apă; vv' – nivelul de viitură; ee' – nivelul de etiaj; kk' – nivelul de bază carstic; D – diaclaze superficiale de alimentare (Cavaille, 1962, citat de Mac, 1980a, p. 28)

- **zona înecată** cuprinde toate fisurile și fețele de stratificație care sunt ocupate de apă (Bleahu, 1982). Se extinde de sub nivelul celor mai coborâte exurgențe și până la orizontul impermeabil, de la baza depozitului de calcare. Volumul de apă este variabil și alături de masa calcaroasă, realizează un acvifer carstic (Mac, 1980a). Alimentarea lui se realizează nu numai prin infiltrație, pe fisurile de la suprafață, ci și prin intermediul râurilor care pătrund în subteran (Bleahu, 1982). Sursa citată, menționează în continuare că, acviferele carstice se organizează în funcție de nivelul exurgențelor, care primesc rol de nivel de bază, fiind și ele dependente de nivelul râurilor sau al depresiunilor limitrofe masivului de calcar; coborârea nivelului de bază local atrage după sine adâncirea canalelor de circulație a apei și părăsirea vechilor drenuri, care devin galerii de peșteră fosile și rămân etajate la diverse nivele. Ca exemplu poate fi dată Peștera Topolnița, unde Galeria Racoviță și Ionescu reprezintă etajul fosil, Galeria Murgoci etajul inundabil doar la viituri, în timp ce Galeria Neagră este etajul activ permanent, accesibil doar la debite reduse.

În funcție de viteza apei, în zona freatică, au fost distinse două tipuri de mișcare: una rapidă (m/h) și una foarte înecată (m/an); ele sunt influențate de modul în care are loc descărcarea apei prin resurgențe (Mac, 1980a).

În zona înecată, agresivitatea apei, în lipsa bioxidului de carbon atmosferic, este întreținută de: variația temperaturii (scăderea ei, în perioadele de răcire,

determină mobilizarea bioxidului de carbon și creșterea agresivității apei); de creșterea presiunii hidrostatice, de amestecul de soluții etc. (Bleahu, 1974).

Interacțiunea apelor încărcate cu bioxid de carbon și diverși acizi cu rocile carstificabile, determină formarea relieful carstic. Prin raportare la modul de acțiune a apei, la aspectul formelor de relief, precum și la poziția față de suprafața terestră s-au deosebit: **relieful carstic de suprafață** (exocarstul) și **relieful carstic de adâncime** (endocarstul).

9.8.2. Exocarstul

Acesta cuprinde formele de relief care se generează la partea superioară a depozitelor alcătuite din roci susceptibile la carstificare. Fiecare dintre acestea se individualizează prin valori specifice ale parametrilor morfologici și morfometrici, în dorința de a reliefa complexitatea proceselor carstice (Roșian, 2017).

Exocarstul se remarcă prin predominarea formelor depresionare, de tip concav, prin intermediul cărora apa se drenează în subteran; excepție de la această regulă fac lapiezurile, formele exocarstice orizontale și cele pozitive (Bleahu, 1982).

Cele mai întâlnite forme ale reliefului carstic de suprafață, așa cum mai este denumit exocarstul sunt: lapiezurile, dolinele, uvalele, poliile, depresiunile carstice deschise și văile carstice; ele alcătuiesc *formele depresionare ale exocarstului*. La acestea se adaugă *formele exocarstice orizontale* (carstoplenele) și *formele exocarstice pozitive* (pereții verticali, crestele calcaroase, pilonii, turnurile, acele și martorii de eroziune) (Bleahu, 1982).

9.8.2.1. Lapiezurile

Aceste reprezintă forme de relief generate în urma coroziunii și eroziunii rocilor carstificabile; ele se formează fie la suprafața terestră, fie sub cuvertura pedologică (Bleahu, 1982). Sub aspect morfologic sunt niște șanțulețe separate de creste paralele, cu direcția de înclinare a terenului (fig. 9. 7). Dimensiunea lor poate varia de la câțiva centimetri adâncime, lărgime și lungime, în stadiul incipient, pentru ca după o evoluție îndelungată să ajungă la lungimi de ordinul metrilor; adâncimea și lățimea se mențin totuși reduse, depășind rareori un metru. Dacă lapiezurile au un aspect rotunjit ele sunt denumite alveole de lapiezațiune, fapt care arată că ele nu se formează doar prin coroziune, ci și prin disoluție (Mac, 1996). Când ocupă suprafețe extinse ele alcătuiesc câmpuri de lapiezuri.

Geneza lapiezurilor are loc prin participarea următorilor factori: fisurarea rocii, porozitatea, scurgerea apei, nivația, fitoeroziunea, eroziunea subglaciară, alterarea selectivă etc. (Martonne, 1948; Corbel, 1954; Naum și Grigore, 1974).

Cu toate că există numeroase criterii de clasificare a lapiezurilor cel mai utilizat este cel care le categoriseşte pornind de la gradul de acoperire cu deluvii; conform acestuia se deosebesc (Bleahu, 1982):

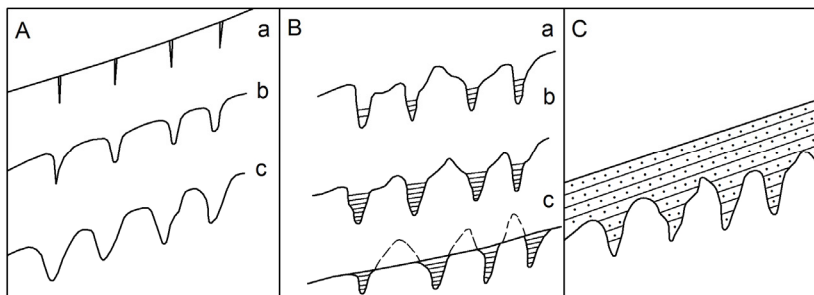


Fig. 9. 7. Formarea și evoluția lapiezurilor: A – formarea și fazele ei de eroziune în a, b, c; B – evoluția și fazele ei de umplere în a, b, c; C – un lapiez fosil (Coteț, 1971, p. 270)

- **lapiezurile libere** se generează prin scurgerea apelor provenite din precipitații, pe roca lipsită de un înveliș pedologic și vegetal. Acestea pot fi sub formă de: caneluri (șanțulețe alungite și înguste), excavații concoidale (cu aspect de urmă sau toc), șanțuri de lapiezațiune etc.;

- **lapiezurile semîngropate** se formează sub influența coroziunii cauzate de acizii solului aflat deasupra rocii;

- **lapiezurile îngropate** se formează sub orizonturile de sol, motiv pentru care sunt denumite și criptolapiezi. (fig. 9. 8)

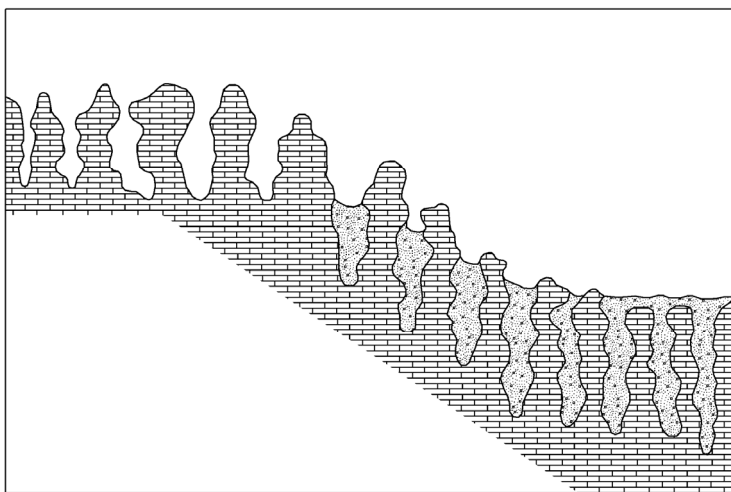


Fig. 9. 8. Lapiezuri în diferite stadii de acoperire (Morariu și Velcea, 1971, p. 205)

Lapiezi se formează și pe alte tipuri de roci, dintre care se remarcă: sarea (la Praid, Sovata, Ocna Sibiului, Slănic Prahova etc.), andezitele stratificate (la Kilkee

în Irlanda), gnaisele și granitele (Insula Delos din Marea Egee și Bretagne, Franța), porfirele (Esterel au Trayas, Provença, Franța), șisturi (Saint-Jean de Luz, din Basse Pyrenees; Munții Semenici etc.), conglomeratele și gresiile (în Munții Bucegi, Ciucaș, Rodnei etc.), gipsurile (Munții Meseș și Cheile Turzii), tufurile calcaroase și travertinul (la Borsec), creta etc. (Naum și Grigore, 1974).

9.8.2.2. Dolinele

Reprezintă forme de relief depresionare, cu aspect de pâlnie, mai mult sau mai puțin rotunjită, formate în calcar prin dizolvare (Bleahu, 1982). Ele sunt cele mai răspândite forme exocarstice elementare (fig. 9. 9). Dolinele au diametre de la câțiva metri până la peste 1 km, adâncimi de până la 100 m și suprafețe care merg până la 150.000 m² (Bleahu, 1982). Pe platourile carstice ele se întâlnesc grupate, alcătuind câmpuri de doline, în cadrul cărora densitatea ajunge la 200 – 400 km². De exemplu, 24% din carstul sloven și 64% din cel din Muntenegru este ocupat de doline (Bleahu, 1982). Dintre câmpurile cu doline din România se remarcă cele de pe platourile: Mărculești, Colonovăț, Vașcău, Zece Hotare, Cetățile Ponorului etc.

Ordonarea spațială a dolinelor, de-a lungul unor alinamente, pe suprafața platourilor carstice, este dată de: orientarea diaclazelor, direcția drenajului subteran, prezența rețelei hidrografice săpate în calcar, spre care are loc drenajul apelor subterane, care apar la zi sub formă de izvoare pe versanți, fapt care favorizează disoluția în sectoarele de cornișe (Mac, 1996).

Elementele unei doline sunt: versanții (de obicei au forma unor abrupturi), fundul dolinei (se prezintă sub forma unei pâlnii sau a unui plan orizontal) și canalul de drenaj, ponorul sau sorbul.

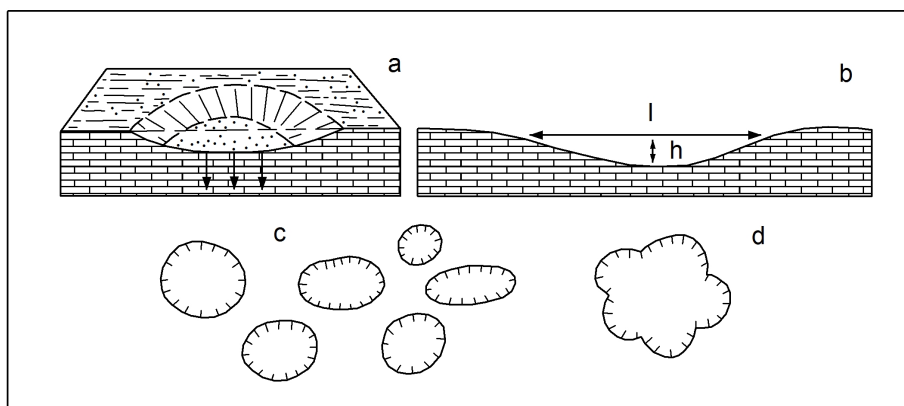


Fig. 9. 9. Dolinele și elementele lor: a – modul de formare; b – elementele unei doline (l – lungime, h – înălțime); c – câmp de doline; d – microdepreziune carstică rezultată din unirea dolinelor (Coteț, 1971, p. 270)

Formarea dolinelor are loc dacă sunt îndeplinite următoarele condiții: prezența fisurilor în roca și disoluția; la care se pot adăuga, dar fără a fi obligatorie participarea simultană: sufoziunea, tasarea și prăbușirea. Dintre acestea disoluția este factorul hotărâtor, celelalte pot contribui la perfectarea și evoluția formei (Mac, 1980a).

Geneza dolinelor are loc prin dizolvarea treptată a calcarului, proces care conduce la formarea dolinelor de dizolvare; în situația în care dizolvarea determină coborârea unui strat, care acoperă calcarele, se formează doline de subsidență, iar în cazul în care dizolvarea produce prăbușirea unui gol preexistent, rezultă doline de prăbușire (Bleahu, 1982).

Evoluția pe verticală a dolinelor este strâns legată de funcționarea sorbului, de la partea inferioară, cel care asigură scurgerea apei în profunzimea masei calcaroase. Dacă fundul dolinei ajunge să fie colmatat cu materiale, care provin din meteorizația pereților acesteia, apa se poate acumula temporar în ea. În momentul în care sorbul devine în totalitate inactiv dolina evoluează preponderent în plan orizontal transformându-se cu timpul într-o cuvetă umplută cu depozite argiloase, acoperite cu vegetație (Mac, 1980a).

În unele situații dolinele se formează și pe alte tipuri de roci, cum ar fi: gipsurile (în Munții Meseș), sarea (cele de pe Muntele Sării de la Praid), gresiile, aglomeratele și tufurile vulcanice, loess-ul, depozitele marnoase, creta, gipsul, depozitele morenice calcaroase și cu ciment calcaros (de exemplu, sectorul superior al văii Coteanului, din Munții Bucegi) etc. (Naum și Grigore, 1974).

9.8.2.3. Uvalele

Acestea sunt depresiuni carstice închise, cu formă neregulată și cu fundul neuniform, de dimensiuni mai mari decât ale dolinelor (Bleahu, 1982). Deși inițial se credea uvalele se formează prin unirea mai multor doline, această explicație este greșită, cu toate că morfologia lor indică o astfel de posibilitate, iar suprafața pe care s-au dezvoltat a fost anterior ocupată de doline (Bleahu, 1982). Conform autorului citat, uvala este o formă mare, de sine stătătoare, formarea ei fiind asemănătoare cu cea a unei doline, doar că procesele specifice au loc pe suprafețe mult mai mari, ele putând rezulta totuși din întretărirea și lărgirea unui teritoriu ocupat cândva de doline.

Astfel caracterizată, uvala este o formă de relief de sine stătătoare, un bazin închis, format în urma dizolvării calcarului, care poate avea de la câteva sute de metri la câțiva kilometri lungime, fără a fi drenată de o apă curgătoare (fig. 9. 10), al cărei fund poate prezenta spinări sau denivelări calcaroase (Bleahu, 1982).

Și în cazul uvalelor, cu toate că versanții se mențin abrupti, după o evoluție îndelungată, la partea lor inferioară se acumulează sedimente care o pot colmata și netezi. Se creează astfel condiții pentru acumularea apei și formarea de lacuri în perioadele ploioase.

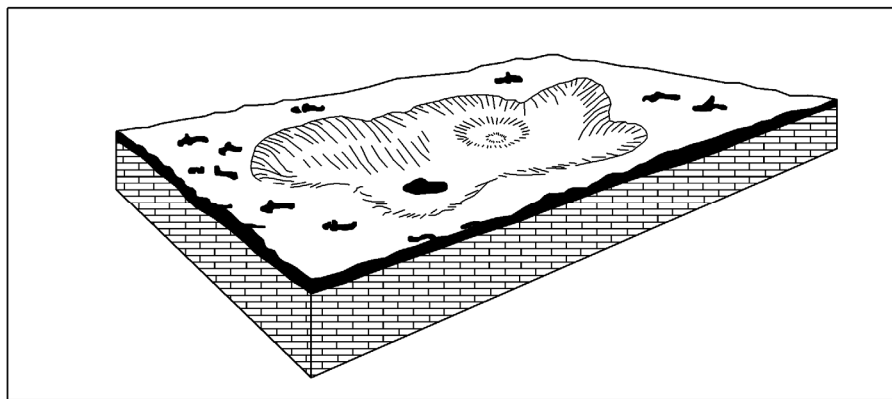


Fig. 9. 10. Uvală (Bleahu, 1982, p. 222)

Spre exemplificare pot fi date uvalele existente în carstul de la Giuvala, apoi cele din Munții Pădurea Craiului, Munții Aninei, precum și din Podișul Mehedinți (Poienile Închise) etc.

9.8.2.4. Poliile

Se prezintă sub forma unor depresiuni închise, cu fundul plat și versanții în trepte, ceea ce denotă faze succesive de formare prin adâncire (Naum și Grigore, 1974), datorită coroziunii și disoluției. Ele au dimensiuni începând de la câteva sute de metri și până la zeci de kilometri lungime (fig. 9. 11). Poliile sunt drenate longitudinal sau transversal de ape ce izvorăsc în izbucuri și dispar în ponoare (Bleahu, 1982). Când râurile care le drenează înregistrează debite însemnate cantitativ, ponoarele nu pot evacua apa acumulată în depresiune, ceea ce determină formarea de lacuri temporare; existența lor este considerată un semn definitoriu pentru polii. Sub aspectul realizării drenajului poliile sunt endoreice.

Alături de coroziune, poliile se dezvoltă și prin spălarea versanților, de către apele provenite din precipitații. Partea inferioară a poliei este orizontală din cauza proceselor de coroziune și eroziune fluvială. În multe cazuri netezimea ei este accentuată de către sedimentele depuse de râurile ce străbat polia sau care sunt acumulate în lacul temporar, care se formează la precipitații torențiale. Există și posibilitatea ca la partea inferioară a poliilor să existe martori, de tipul hum-urilor, formați în urma proceselor de modelare diferențială (Naum și Grigore, 1974).

Împreună cu procesele menționate, la evoluția poliilor mai contribuie: denudarea peliculară, scurgerea apei prin curenți concentrați, sufoziunea, dezagregarea, alterarea etc.

În limba slovenă cuvântul polie înseamnă câmpie. Prin intermediul său fiind desemnate teritoriile avute la dispoziție de locuitorii carstului sloven pentru a practica agricultura.

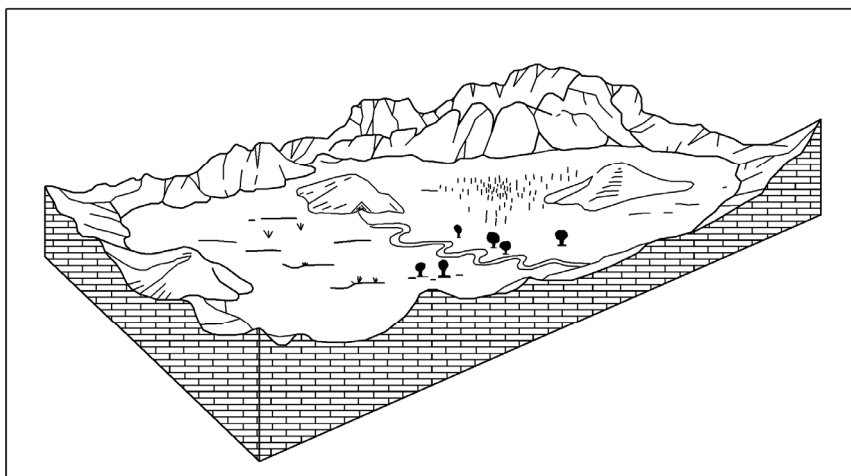


Fig. 9. 11. Polie (Bleahu, 1982, p. 222)

Cele mai reprezentative polii se remarcă în holocarstul dinaric, unde ajung până la dimensiuni de 40 km lungime, 10 km lățime și suprafețe de peste 700 km² (Bleahu, 1982). Dintre acestea mai renumite sunt: Lika, Livanjko, Popovo și Duvanjo (Onac, 2000). La acestea se adaugă poliile Zirknitz și Planina din carstul sloven. Polii demne de luat în considerare s-au format și în: Franța, Italia, România (Poiana Ponor), Grecia, Turcia, Maroc etc.

9.8.2.5. Depresiunile carstice deschise

Reprezintă forme depresionare de relief carstic care nu se încadrează nici la uvale și nici la polii, ele fiind considerate forme intermediare „*având din fiecare ceva, dar necorespunzând strict definiției nici uneia dintre ele*” (Bleahu, 1982, p. 224).

Conform autorului citat, în categoria lor se includ depresiunile plane, deschise, aflate la obârșia râurilor, dar care nu sunt drenate de ape permanente; caracteristice sunt în acest sens Depresiunea Brătcoia, de la obârșia râului Finiș din Munții Codrului, depresiunile din bazinetele de obârșie ale Văii Călineasa, ale Gârdișoarei, din Munții Bihor și platoul Brădet din Munții Aninei etc.

9.8.2.6. Văile carstice

Acestea se disting față de celelalte văi sau sectoare de vale ale aceluiași râu, prin prezența unor versanți pietroși și abrupti, menținuți pe calcare și prin îngustimea sectorului de vale. La geneza lor participă atât procesele de coroziune, cât și cele asociate altor factori, cum sunt cei care determină evoluția versanților. O altă caracteristică a văilor carstice este aceea că râurile care le drenează își pierd apa printr-un ponor situat

în patul aluvial sau la baza versanților, pentru a reapare ulterior la zi, sub forma unor izvoare, cu debite însemnate cantitativ, de tip vocluzian (Rădoane et al, 2000).

Dintre criteriile de clasificare ale văilor carstice se remarcă cel care ține cont de rolul văilor în realizarea drenajului. Conform acestuia au fost identificate următoarele tipuri de văi (Bleahu, 1982):

- **văile transversale** sunt acelea care se inițiază în teritorii necarstice, dar în momentul în care ajung la masivul de calcar îl taie, fiind considerate alohtone în raport cu el. Astfel de văi primesc aspect de chei, sunt înguste, au pereți abrupti, adesea verticali și cu surplombe (fig. 9. 12).

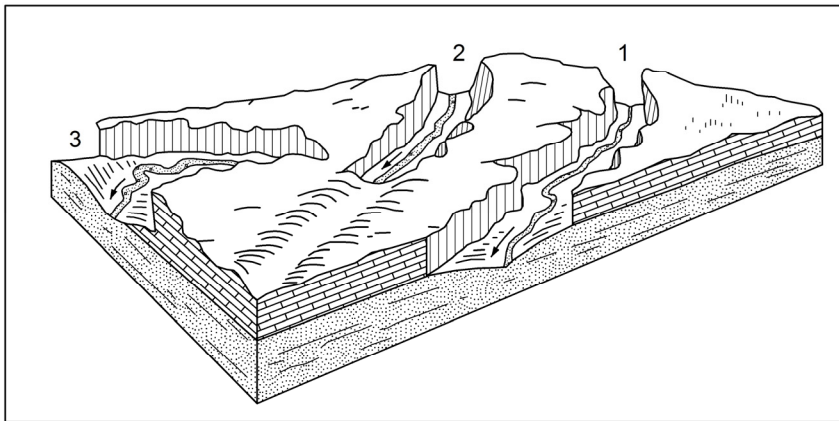


Fig. 9. 12. Văi carstice: 1 – vale în canion; 2 – vale oarbă; 3 – vale în fund de sac (Bleahu, 1982, p. 226)

Formarea acestor văi se poate explica prin cel puțin trei teorii (Bleahu, 1982): **teoria antecedentei** (presupune că râul care traversează masivul calcaros a existat pe același traseu înainte ca masivul să se înalțe; ulterior el curgând prin același loc se adâncește în calcarele aflate în curs de ridicare; se consideră că astfel s-ar fi format Cazanele Dunării.), **teoria epigenezei** (are la bază premisa că valea se drena anterior la nivelul altei structuri geologice, care acoperea calcarele, pentru ca apoi, prin adâncire, să ajungă și la calcare în care să formeze sectoare de chei; această teorie se verifică pentru Cheile Bicazului, Dâmboviței, Ialomiței etc.) și **teoria captării carstice** (consideră că inițial cursul de apă a avut un alt traseu, dar el a fost captat în subteran de către golurile din calcare, care iau schimbat traseul; evoluția care a urmat a determinat ca partea superioară a cursului subteran să se prăbușească, formându-se sectoare de chei separate de tunele sau poduri naturale, care atestă traseul vechiului curs subteran; exemple care susțin o astfel de teorie se întâlnesc în Munții Trascăului, în cazul Cheilor Râmețului și Cheile Galdelor). Dintre aceste trei teorii doar ultima are legătură directă cu procesele carstice (Bleahu, 1982). O notă definitorie a sectoarelor de vale, sub formă de chei, este dată de prezența peșterilor

în pereții lor. Dacă ele sunt aliniate la anumite niveluri semnifică menținerea cursului de apă, timp îndelungat, la anumite cote, el având rol de nivel de bază pentru afluenții care se vărsau în chei; peșterile de la partea superioară sunt fosile, iar cele de la nivelul apei sunt active și împreună cu izburile indică nivelul actual de drenare a apei (Bleahu, 1982). Dacă pe distanțe mari, de-a lungul unei văi, se menține o alternanță de sectoare în **chei** și sectoare mai largi se vorbește de **defileuri**;

- **văile oarbe** sunt cele care vin din afara masivului calcaros, dar pe care nu reușesc să îl străbată, deoarece sunt captate în subteran, iar valea se termină brusc în fața unui perete de calcar (Bleahu, 1982). În aval de locul captării, valea devine seacă în totalitate, pe când în amonte ea continuă să evolueze (fig. 9. 13). Locul care separă cele două văi se numește treaptă antitetică. Această treaptă se formează deoarece sectorul de vale care rămâne activ continuă să evolueze prin adâncire. Unul dintre cele mai cunoscute cazuri, de pierdere a apei în subteran, este cel de la Cetățile Ponorului, unde râul se termină în fața unui abrupt, cu o poartă de intrare de 70 m înălțime. Nu este obligatoriu ca apa să se piardă în subteran prin intermediul unei peșteri (Cetatea Rădesei, Topolnița etc.), ci ea poate pătrunde și printr-un ponor;

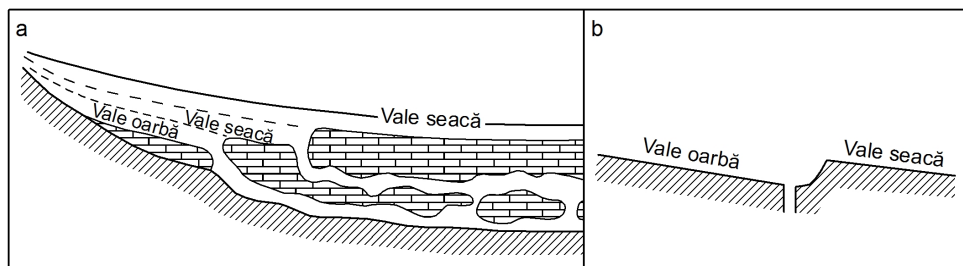


Fig. 9. 13. Poziția terasei transversale între o vale seacă și una oarbă;
a – detaliu; b – schemă (Coteț, 1971, p. 275)

- **văile în fund de sac**, cunoscute și sub denumirea de văi cu recul, reprezintă inversul văilor oarbe, în sensul că apa provine din subteran, la capătul amonte al unei văi, care nu există dincolo de izvor (Bleahu, 1982). În unele cazuri apa poate proveni dintr-o peșteră, așa cum se întâmplă la Șura Mare și Peștera Cioclovina, sau dintr-un izbuc (valea de la Izvorul Bigăr, Izvorul Jitin, Izvorul Boiului, Izbul Galbenii etc.);

- **văile cu trepte antitactice** sunt acelea care urmează să se transforme în văi oarbe (Bleahu, 1982). Se formează prin captarea subterană a unui râu în mijlocul albiei. Din momentul în care râul de la suprafață va avea un traseu subteran, el nu va mai eroda și astfel valea nu se mai adâncii în aval de locul captării; pe măsură ce valea se adâncește doar în amonte de locul captării, porțiunea din aval rămâne suspendată deasupra punctului de captare (Bleahu, 1982). Conform autorului citat, procesul se poate repeta în cadrul aceleiași văi, captările retrăgându-se treptat spre amonte, cum se întâmplă de exemplu în cazul Văii Gârda din Munții Bihor, care

dispare în Peștera Coiba Mică, dincolo de care valea se continuă la un alt nivel, pentru ca să dispară din nou în Peștera Coiba Mare (fig. 9. 14);

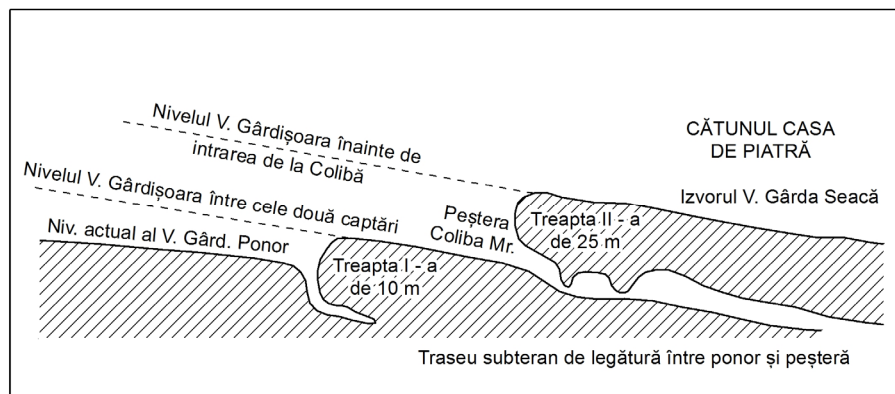


Fig. 9. 14. Profil longitudinal pe Valea Gârdișoara – Valea Gârda Seacă (Bleahu, 1957, citat de Cotet, 1971, p. 275)

- **văile seci**, cunoscute și sub denumirea de sohodoale (suhoi, suhaia = uscat; do, dol, dolină = vale, termeni de origine slavă), reprezintă văile rămase seci în urma captărilor, care au avut loc în amonte. Acestea se găsesc în aval de treptele antitetice active, unde este captată întreaga apă a văii. În albiile acestor văi scurgerea apei are loc doar episodic, în timpul ploilor torențiale sau a topirii bruște a zăpezii.

9.8.2.7. Carstoplenele

Acestea au aspectul unor platouri calcaroase, relativ plane, care domină teritoriile înconjurătoare mai coborâte altitudinal. Folosirea acestui termen nu este indicată pentru desemnarea oricărui platou carstic (de exemplu Platoul Vașcău, care este unul complex), ci doar pentru suprafețele calcaroase netezite de eroziune, ce nu cuprind ca forme secundare, decât cel mult doline și câmpuri de lapiezuri, așa cum sunt platoul carstic traversat de canionul râului Krka, din Carstul Dinaric, suprafețele de calcar din Bătrâna (Munții Bihor), Platoul Colovăț din Munții Aninei etc. (Bleahu, 1982).

9.8.2.8. Pereții verticali

Se formează prin desfacerea pe verticală a maselor de calcar, pe locul fostelor diaclaze, dizolvate de apă (Bleahu, 1982). Odată formați ei evoluează în conformitate cu condițiile locale, fiind afectați de desprinderea unor blocuri de rocă, care se prăbușesc și se acumulează la partea lor inferioară, unde formează grohotișuri. Se remarcă în acest sens Marele Grohotiș din Munții Piatra Craiului.

9.8.2.9. Crestele calcaroase

Sunt rezultatul intersectării planurilor de ruptură, de tipul diaclazelor sau faliilor, existente pe cei doi versanți opuși ale aceluiași masiv. O astfel de evoluție, a stat la baza formării crestei din Munții Piatra Craiului.

Pilonii, turnurile și acele reprezintă vârfuri izolate de calcar; acestea pot fi atât culminații ale unei creste, cât și porțiuni izolate de diaclaze, ulterior dizolvate de apă, așa cum este Piatra Altarului din Cheile Bicazului (Bleahu, 1982).

9.8.2.10. Martorii de eroziune

Reprezintă masive de calcar rămase în mijlocul poliilor sau depresiunilor carstice. Pentru desemnarea lor se folosesc diferite denumiri (hum, mogot sau cornet) provenite de la forma pe care o au. Martorii de eroziune sunt tipici carstului din teritorii cu climat tropical, carst care de altfel se numește de turnuri sau piramidal (Bleahu, 1982).

Concluzii. Relieful exocarstic, format pe alte roci, cum sunt sarea și gipsul, este caracterizat de o instabilitate accentuată, ceea ce determină evoluția și distrugerea mai rapidă a lui.

La geneza reliefului carstic de suprafață, alături de condițiile de bază, îndeplinite de prezența rocii și a apei încărcată cu bioxid de carbon și acizi, participă și alți agenți geomorfologici, cu toate că par a avea rol secundar. Pentru geneza morfologiei de detaliu ei se manifestă prin: dezagregare, alterare, pluviodenudție, eroziune fluvială, coraziune eoliană etc. Tocmai din acest motiv, de multe ori, este dificil de a încadra, sub raportul genezei, o formă de relief, într-o categorie sau alta.

9.8.3. Endocarstul

Geneza formelor de relief din cadrul acestuia reprezintă continuarea modelării carstice începute la suprafață. Endocarstul mai este cunoscut și sub denumirea de relief carstic de adâncime. El este rezultatul interacțiunii dintre apă și rocile carstificabile, existente în profunzime. Principalele forme de relief sunt reprezentate de peșteri și avene.

9.8.3.1. Peșterile

Reprezintă cele mai cunoscute și spectaculoase forme de relief endocarstic. Sub aspectul definiției peșterile sunt goluri naturale existente în scoarță sau căi subterane ale apelor care circulă prin masivele de calcar, căi ce se întind între locurile în care apa pătrunde în masiv, denumite ponoare, și locurile pe unde îl părăsește, numite izbucuri (Bleahu, 1982). Pentru indicarea golurilor naturale subterane se utilizează și termenii

de cavernă și grotă. Golurile realizate de om, în categoria cărora se includ minele subterane, galeriile, tunelurile pentru comunicații etc., nu sunt peșteri.

Luate împreună, microcavernele (abriuri), peșterile, fisurile, fracturile și galeriile interconectate dintr-un masiv carstic, pe care apele le traversează, într-un anumit interval, între ponor și izbuc, formează rețele carstice (Onac, 2000). De asemenea, conform autorului citat, o succesiune de cavități etajate, fără legătură între ele, dar a căror evoluție este strâns legată de același curs subteran (de exemplu, Ghețarul de la Scărișoara – Peștera Pojarul Poliței – Avenul din Șesuri), este denumit sistem carstic. Toate peșterile și sistemele carstice dintr-un teritoriu mai extins, la geneza cărora participă mai multe cursuri subterane (de exemplu, Lithophagus, Valea Iadei), reprezintă un complex carstic (Onac, 2000).

Pornind de la importanța peșterilor în cadrul reliefului carstic, la care se adaugă mediile specifice pe care le adăpostesc, în continuare vor fi prezentate următoarele aspecte legate de existența lor: geneza, elementele morfologice, tipologia, procesele geomorfologice și formele de relief.

A. Geneza peșterilor

Acestea s-au format în masivele alcătuite din calcare sau alte roci carstificabile, în care a fost asigurată o cantitate suficientă de apă pentru dizolvare. Cu toate că peșteri se formează și pe alte tipuri de roci, cum ar fi cele magmato-vulcanice, în continuare, referirile se vor face la peșterile generate în urma proceselor carstice. După ce se formează o peștera va evolua în funcție de: volumul de apă care o tranzitează, proprietățile lui, durata procesului de carstificare și intensitatea lui (Huddart și Stott, 2010; Huggett, 2017).

Variatatea morfologică a peșterilor semnalează o geneză complexă a lor, care totuși poate fi descifrată, pornind de la câteva idei principale: peșterile se formează mai ales deasupra masei de apă din depozitul de rocă, prin acțiunea apelor pătrunse la suprafață; circulația poate fie extinsă mai jos de masa de apă, dar aceasta nu este implicată semnificativ în formarea peșterilor; nivelul de bază local, al râurilor de suprafață controlează dezvoltarea în adâncime a peșterilor; planurile de strate influențează direct liniile de extindere a peșterilor; eroziunea mecanică poate contribui semnificativ la lărgirea peșterilor; un nivel de peșteră poate fi abandonat în favoarea altuia, dezvoltat mai jos; după abandonarea nivelului de peșteră, formarea depunerilor de peșteră devine procesul dominant (Mac, 1980a).

Cele notate mai sus atestă că formarea peșterilor este direct influențată de particularitățile hidrologice și structurale ale masivelor favorabile carstificării. În acest sens, explicarea genezei peșterilor are la bază trei teorii. Ele vor fi prezentate în continuare după Bleahu (1982):

- **teoria originii vadoase** explică apariția și dezvoltarea peșterilor în urma drenajului prin galerii mari, realizate de către râurile subterane, în regim vados, în cadrul zonei de aeratie (fig. 9. 15). Geneza peșterilor dispuse sub forma unor rețele de goluri subterane este consecința pătrunderii și circulației apei prin masivul de calcar, până la nivelul exurgențelor poziționate în văile de la margine. În timp ce râurile existente continuă să se adâncească vechile galerii sunt părăsite, devin fosile, iar în locul lor are loc sculptarea altora noi, în conformitate cu nivelul de bază (fig. 9. 15). Geneza peșterilor în această manieră nu exclude prezența în adâncime a unei îmbibări generale a calcarului, dar ea nu este obligatorie pentru formarea rețelei de peșteri (Bleahu, 1982). Această teorie a fost susținută de: Katzer (1909), Martel (1921), Lehman (1932), Trombe (1952) etc. În această categorie se includ: Peștera Cloșani, Peștera Vadu-Crișului, Peștera Gălășeni, Peștera Ponoraș etc. (Onac, 2000).

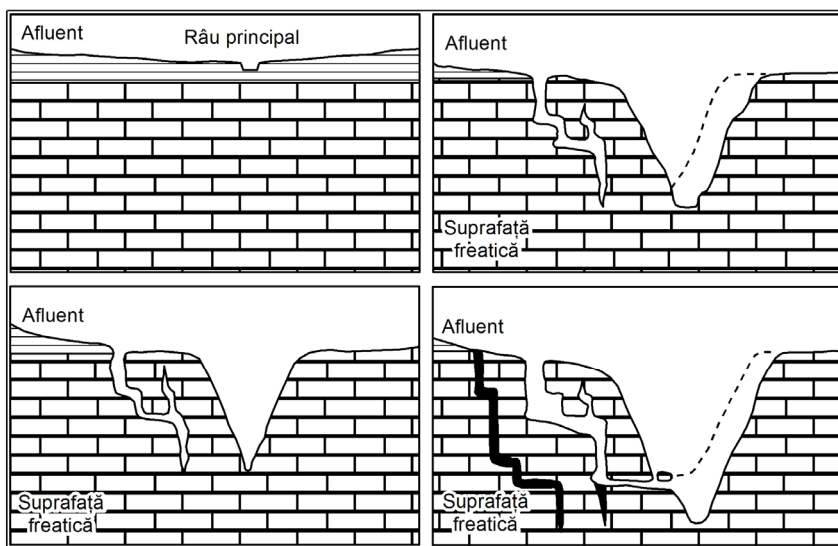


Fig. 9. 15. Formarea peșterilor după teoria vadoasă (Bleahu, 1982, pp. 57 - 58)

- **teoria freatică**, denumită și teoria celor două cicluri, a apărut din necesitatea de a clarifica faptul că o circulație exclusiv vadoasă, a apei prin masivele de calcar, nu explică maniera în care pot fi lărgite și valorificate fisurile și fețele de stratificație, aflate la mare adâncime sub nivelul râurilor de suprafață (Bleahu, 1982). Teoria are la bază premisa că formarea peșterilor începe prin dizolvare, în regim freatic, de curgere sub presiune, mai jos de nivelul de bază. Ulterior pe măsură ce condițiile tectonice se schimbă masivul de calcar poate fi ridicat deasupra nivelului de bază, stadiu în care modelarea se face în regim vados, de către ape care se deplasează gravitațional. Se ajunge astfel, ca forme de relief caracteristice zonei vadoase (de aeratie), să se suprapună cu cele specifice zonei freatice. În adâncime evoluția continuă, fiind săpate alte canale de drenaj în regim freatic, de curgere forțată și exclusiv prin dizolvare, fără eroziune (Bleahu, 1982). Acest fapt este

confirmat de morfologia peșterilor, ce prezintă o morfologie formată prin coroziune sub presiune. Potrivit acestei teorii, formarea peșterilor trece prin două faze, freatică și vadoasă, delimitate de ridicarea terenului, de unde și denumirea de teoria celor două cicluri (fig. 9. 16). Ea mai este denumită și teoria batifreatică, deoarece presupune că geneza peșterilor are loc la mare adâncime, și abia ulterior prin ridicări tectonice ele ajung în regim vados, unde își continuă evoluția prin procese specifice. Teoria a fost promovată de: Davis (1930) și Bretz (1942 și 1953). Pe această cale s-au format următoarele peșteri: Humpleu, Osoi, Betfia și Hollooch (din Elveția) (Onac, 2000).

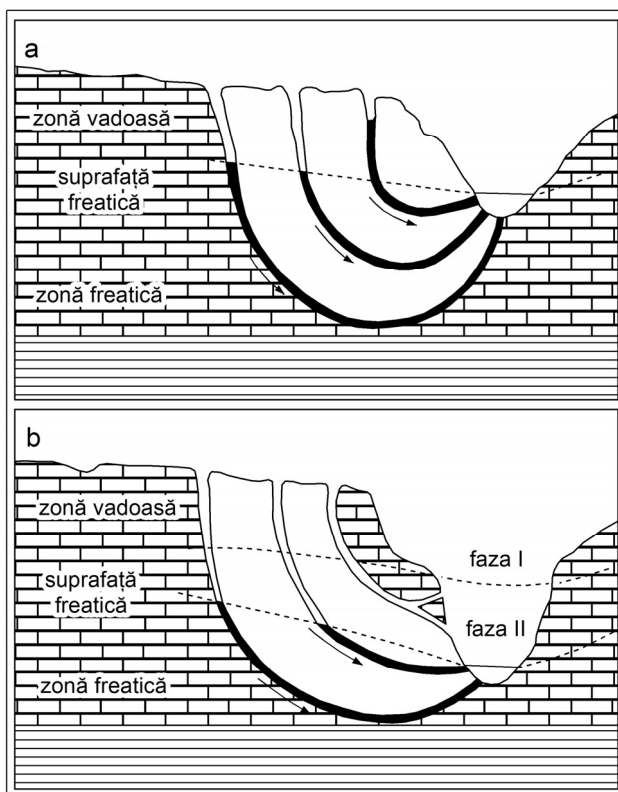


Fig. 9. 16. Formarea peșterilor după teoria freatică; a – peșterile sunt săpate de către apele ce avansează pe canale complet înecate aflate sub suprafața freatică; b – prin ridicarea teritoriului, partea superioară a canalelor este eliberată de apă trecând la un regim vados (Bleahu, 1982, p. 59)

- **teoria epifreatică** pune formarea peșterilor pe seama concentrării curgerii în canalul freatic cel mai apropiat de suprafața de infiltrare a apei. Din cauză că acest canal este cel mai apropiat de sursa externă de apă, el nu numai că primește volume din ce în ce mai mari, dar are și posibilitatea de a dizolva mai mult, din cauza încărcăturii sporite cu dioxid de carbon (Mac, 1996). Schița teoriei este prezentată în figura 9. 17, unde se poate observa că apa care străbate canalul 1, are de parcurs un drum mai scurt decât pe

traseul 2 sau 3. Ca urmare, pe unitatea de timp va curge mai multă apă prin 1, decât pe celelalte trasee, iar dizolvarea va fi și ea mai intensă. Cu timpul canalul superior va prelua tot mai multă apă, devenind un dren magistral, cu alungire regresivă (Bleahu, 1982). În continuare liniile de curgere se vor adapta situației, drenajul devenind epifreatic sau de mică adâncime. Modelul a fost propus de Rhoades și Sinacori (1941) explică foarte bine geneza peșterilor în pachete de calcare relativ subțiri, dar extinse pe orizontală. În categoria lor se includ: Peștera Vântului, Peștera Urșilor, Peștera Demanova (din Polonia), Caves Branch (din Belize) etc. (Onac, 2000).

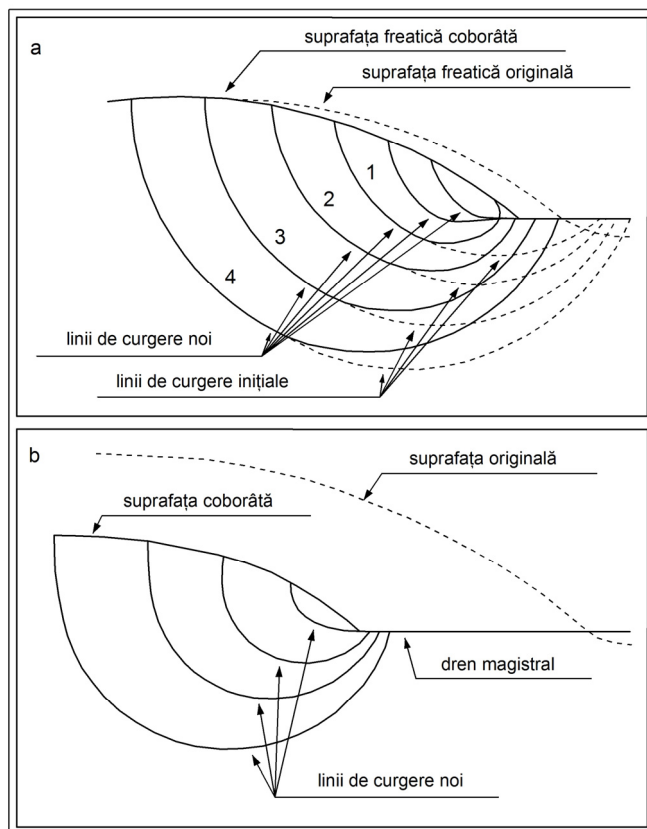


Fig. 9. 17. Formarea peșterilor după teoria epifreatică ; a – într-un acvifer freatic adâncimea până la care pătrunde apa este determinată de înălțimea de la care curge; prin canalele mai scurte (1, 2) trece mai multă apă în unitatea de timp decât în cele mai lungi (3, 4) fapt ce duce la mărirea lor; b – preluând majoritatea drenajului din galeriile scurte, se dezvoltă o galerie cu rol de dren magistral care va deveni o peșteră mare orizontală (Bleahu, 1982, p. 60)

Cu toate că alături de teoriile prezentate au fost elaborate și altele, valabile pentru cazuri particulare, trebuie reținut că ele nu se exclud unele pe altele, ci trebuie privite ca laturi reciproce a unui proces genetic unitar (Mac, 1980a).

B. Elementele peșterilor

Fiecare peșteră este compusă din mai multe elemente componente (fig. 9. 18): gura peșterii (prin intermediul căreia comunică cu exteriorul), galeria sau calea de acces, sala peșterii (încadrată de plafon, podea și pereți; are dimensiuni mai mari decât galeriile care duc la ea) și terminația subterană (poate fi un tunel în care nu se mai poate pătrunde sau un sifon prin care apa se scurge din peșteră) (Anelli, 1959, citat de Mac, 1996).

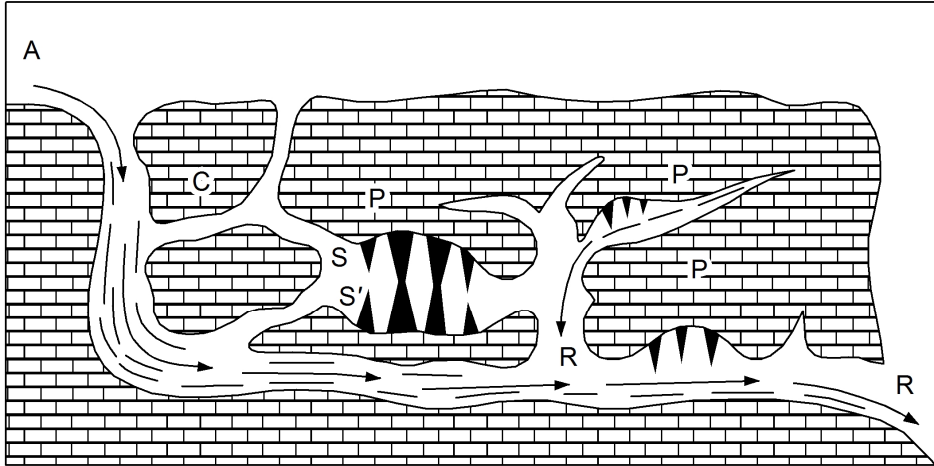


Fig. 9. 18. Elementele unei peșteri: P – peșteră; C – canal subteran; R – râu subteran; S-S' – stalactite și stalagmite; A – locul unde dispare râul de la suprafață (Coteț, 1971, p. 277)

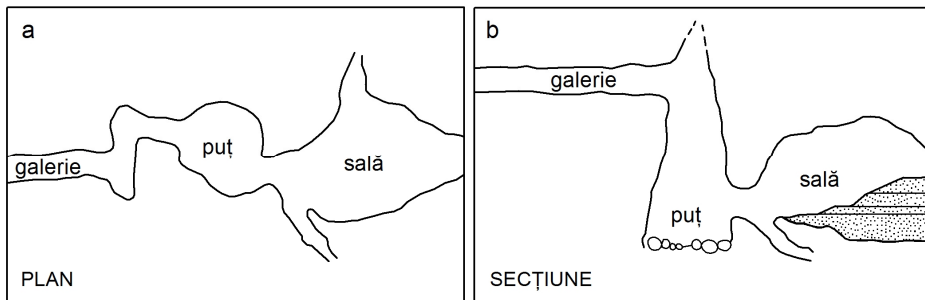


Fig. 9. 19. Elementele componente ale unei rețele subterane (Bleahu, 1982, p. 62)

Deoarece peșterile rareori apar izolat, ele formează rețele subterane, care sunt alcătuite din mai multe elemente (fig. 9. 19): galerii (goluri orizontale cu valori ale înclinării cuprinse între 0 și 35°), puțuri (goluri verticale cu valori ale înclinării cuprinse între 70 și 90°), săli (spații mai mari decât galeriile), canale (prin ele se înregistrează o circulație activă a apei), tuneluri (galerii circulare prin care apa curge sub presiune) și tuburi (tunel cu o secțiune redusă) (Bleahu, 1982).

C. Clasificarea peșterilor

Dintre criteriile utilizate în acest scop se remarcă cel care le clasifică după modul în care s-au format. Tipurile astfel delimitate oferă informații despre: geneză, tip de rocă și posibilitatea de apariție a proceselor carstice. O clasificare pornind de la acest criteriu a fost propusă de Bleahu (1982). Conform acestuia se disting peșteri primare și peșteri secundare, care, la rândul lor, se categorisii după alte criterii de ordin genetic sau morfologic.

A. Peșteri primare

a. în roci vulcanice

1. peșteri geode
2. peșteri de contracție
3. peșteri în paturi de lave

b. în calcare

1. peșteri în recife
2. peșteri în tufuri calcaroase

B. Peșteri secundare

a. prin deplasare de mase de roci

1. peșteri de prăbușire de blocuri
2. peșteri de tracțiune gravitațională
3. peșteri de tracțiune tectonică

b. peșteri de eroziune

1. peșteri de evorsiune
2. peșteri abrazive
3. peșteri de coroziune
4. peșteri de lesivare

c. prin coroziune

1. peșteri de infiltrație
2. peșteri cutanate
3. peșteri vadoase
4. peșteri freatice

Peșterile geode sunt rezultatul procesului de consolidare a magmelor, când în scoarță se formează bule gigantice de gaze sub presiune. Concomitent cu răcirea magmelor, gazele ies prin fisuri, iar golurile create se păstrează sub formă de peșteri. De obicei ele sunt tapitate cu cristale depuse din soluțiile fierbinți ce au circulat prin scoarță, după ce s-au întărit rocile (Peștera de Opal din Munții Gurghiului).

Peșterile de contracție se formează și ele în roci vulcanice, unde datorită contractării magmelor în curs de răcire rezultă goluri; caracteristică în acest sens este Grota lui Fingal din Insulele Hebride, formată în bazalte.

Peșterile formate între paturi de lavă, cunoscute și sub denumirea de tuburi în lavă, apar în urma încetării mișcării curenților, de lave fierbinți, între maluri învecinate deja consolidate. Peștera Kazamura din Hawaii, cu o lungime de aproximativ 10.000 m, este tipică în acest sens.

Peșterile în recife sunt efectul dezvoltării inegale a recifului, proces însoțit de păstrarea unor goluri în calcarul recifal.

Peșterile în tufuri calcaroase sunt rezultatul depunerilor masive de tufuri calcaroase sau travertin, pe fondul formării unor cascade de calcar, în spatele cărora lor rămân spații libere. Se evidențiază peștera din localitatea La Barr din Elveția, precum și peșterile formate în marile depuneri de tuf de la Jaice și Plitvice din Serbia.

Peșterile de prăbușire de blocuri se formează datorită prăbușirilor, care se produc pe versanții munților. Din cauza îngrămădirii blocurilor de piatră unele peste altele, între ele rămân spații cu aspect de peșteră, dar fără să fie peșteri în adevăratul sens al cuvântului, adică formate prin dizolvarea unei roci. Se remarcă în acest sens Peștera lui Zamolxes, din Munții Godeanu, și Peștera Cuptorului, din Cheile Someșului Cald.

Peșterile de tracțiune gravitațională se generează în masivele de roci dure și compacte, terminate cu un perete vertical. În lungul acestuia, paralele cu el, se formează, datorită atracției gravitaționale exercitate de gol, crăpături care uneori pot fi foarte lungi. Ele se aseamănă cu avenele, mai ales dacă la partea superioară se acumulează fragmente de rocă, care formează un fel de tavan pentru golul de dedesubt. Astfel de peșteri se formează îndeosebi în calcare, deoarece ele generează frecvent pereți abrupti și fisuri de tensiune. Astfel de crăpături se întâlnesc pe masivul de calcar de la Lespezi din Bucegi, pe Vârful Sturzu din Valea Crișului Negru, în Masivul Rarău unde se află Peștera Liliecilor.

Peșterile de tracțiune tectonică au aspectul unor crăpături ale scoarței, rezultate în urma mișcărilor tectonice. Tracțiunea din ambele părți ale unui bloc de rocă rigidă, de exemplu bolta unui anticlinal în timpul cutării stratelor, poate determina crearea unor goluri. Odată formate acestea se dezvoltă mai rapid în calcare, unde sunt evidențiate de procesele de carstificare. Cele mai cunoscute peșteri de acest tip sunt: Peștera Kluthert (Germania), Peștera cu Gheață din Masivul Piatra Mare, Peștera din Ponorul de la Jupânești (Podișul Mehedinți).

Peșterile de evorsiune se întâlnesc de obicei în malurile râurilor, unde s-au format datorită vârtejurilor care se abat spre acestea. În acest fel s-a format Peștera Suruța din Valea Sighiștel și Peștera Lettenmayer din Austria.

Peșterile de abraziune sunt rezultatul izbirii valurilor la baza falezelor, motiv pentru care sunt localizate la țărm. În categoria lor se include Peștera de Azur din

Insula Capri (Italia). Prăbușirea tavanului acestor peșteri. Prăbușirea tavanului acestor peșteri determină formarea arcadelor.

Peșterile de coroziune se formează prin eroziunea exercitată de vânt în abrupturile petrografice. Creșterea lor în dimensiune este strâns legată de persistența unor vânturi puternice, încărcate cu particule abrazive de nisip, de tipul celor existente în deșerturi și în munții înalți. În acest fel s-au format peșterile jurul Mării Moarte și cele din pustiul Khotan (Tibet).

Peșterile de lesivare se formează în urma spălării orizonturilor friabile de rocă prin intermediul apei.

Peșterile de infiltrație iau naștere prin coroziunea realizată de apa care pătrunde în calcar. Procesul se referă la apa de ploaie sau la cea rezultată din topirea zăpezii, care dizolvând calcarul formează peșteri de dimensiuni reduse.

Peșterile cutanate se formează din cauza repetării procesului de îngheț-dezghet, motiv pentru care sunt superficiale și de dimensiuni reduse.

Peșterile vadoase sunt rezultatul acțiunii apei subterane, care se deplasează într-un circuit continuu.

Peșterile freatice se formează în condițiile în care apa se prezintă sub forma unui acvifer, care umple toate fisurile, diaclazele și fețele de stratificație, realizând un sistem complex, de tipul unei rețele subterane labirintice.

Indiferent cât de diverse sunt criteriile de clasificare, așa cum se va menționa în continuare, de cele mai multe ori peșterile sunt formate din sectoare cu geneză diferită, motiv pentru care multe dintre ele sunt considerate mixte.

Pentru a întregi tabloul tipologiei peșterilor și pentru a evidenția diversitatea acestora, în continuare ele vor fi clasificate și după alte criterii (Mac, 1980a):

- în funcție de **structura planului** există: *peșteri simple* (constituite dintr-o singură galerie ce comunică larg cu exteriorul), *peșteri obișnuite* (cu o galerie principală spre care converg galerii adventive), *sisteme de peșteri* (formate de un curs subteran care a avut mai multe faze de adâncire, urma cărora au rezultat galerii suspendate; evidente sunt în acest sens peșterile: Meziad, Topolnița, Postojna, Karlovy Vary, Mamuth Cave etc.); aceasta din urmă este cea mai mare peșteră din lume; lungimea însumată a galeriilor depășește 600 km (Audra și Palmer, 2013), ea fiind situată în Kentuky, S.U.A.;

- după **prezența sau lipsa apei și modul de circulație al acesteia**, se deosebesc: *peșteri cu apă* (râuri, lacuri), *uscate* (grotele din Dobrogea: La Adam, Peștera Liliecilor, Huda lui Papară din Trăscău), *mixte*, *peșteri receptoare* (care primesc și rețin apa, cum sunt peșterile Gura Plaiului, Scărișoara, Vârtop, Focul Viu etc.); *debitoare* (deoarece evacuează apa pătrunsă percolativ; de exemplu Peștera Tismana); *receptoare-debitoare* (în această categorie se includ peșterile: Vadu Crișului, Ponicoval, Fontaine Vaucluse din Franța etc.);

- raportat la **poziția topografică a gurii față de restul cavității** peșterile sunt: **descendente** (cu drenaj dinspre gură către locul interior de pierdere), **ascendente** (atunci când cavitatea se plasează deasupra gurii), **orizontale sau suborizontale** (dacă patul este orizontal și la același nivel cu gura; de exemplu peșterile Polovragi și Cloșani);

- **temperatura peșterii** în raport cu temperatura exterioară, oferă altă bază de separare: **peșteri calde** (cele ascendente), **peșteri reci** (descendente) și **mixte** (cele orizontale sau cvasiorizontale);

- în funcție de **căile de comunicare** cu exteriorul se deosebesc: **peșteri cu o gură** (Cloșani, Vadu Crișului), **cu două guri** (Peștera din cheile Ampoiței) și **cu mai multe guri** (Topolnița, Cetățile Ponorului).

În afară de peșterile formate în rocile menționate în clasificările de mai sus, trebuie reținut că peșteri se formează și în următoarele roci: gips (Peștera Thuringia și Eisleben din Germania; Kungur din regiunea Pern, din Rusia, apoi cele din S.U.A (Lechuguilla Cave), Franța, Sicilia și Maroc), conglomerate cu ciment calcaros se dezvoltă (Peștera Jgheabul cu Gaură sau Toșorog din Hăghimaș a evoluat pe câteva plane de stratificație) argile cu ciment silicios (grotele din Pădurea Fontainbleau, din Franța, cele din Elveția Saxonă Australia, SUA, Sahara etc.), sare (Peștera din Platoul Meledic din Subcarpații de Curbură (Coteț, 1971; Naum și Grigore, 1974).

O importanță deosebită prezintă tipul de mediu existent în fiecare peșteră, caracteristicile lui fiind strâns legate de geneză.

D. Procesele din peșteri

Sub aspect genetic ele sunt de două tipuri: în prima categorie se includ procesele în urma cărora s-a format peștera, iar în cea de-a doua cele care au loc ulterior. Procesele principale care au loc în peșteri sunt (Bleahu, 1982):

- **coroziunea** se produce atunci când scurgerea are loc sub presiune. Acest lucru presupune că viteza de înaintare a apei este scăzută, motiv pentru care ea nu poate transporta pietre și nisip, cu care să erodeze. Formele de relief care totuși se generează sunt localizate pe: podea, tavan și pereți, ca dovadă a faptului că apa a umplut cândva toată peștera.

- **eroziunea** se manifestă în condiții de curgere a apei cu nivel liber și viteză mare, ceea ce permite antrenarea de materiale, cu care modelează calcarul. Morfologia specifică este prezentă atât pe podea, cât și pe pereți, până la înălțimea la care ajunge apa la viituri;

- **incaziunea** este strâns legată de prezenței apei sub formă de vapori, care prin condensare contribuie la coroziunea rocilor. Ea are loc mai ales de-a lungul fisurilor ce străbat masa calcarului, provocând detașarea unor blocuri de dimensiuni variate. Blocurile desprinse sunt apoi mai ușor de consumat, ele oferind

mai multe fețe pe care apa acționează. Manifestarea acestui proces determină ca peștera să crească în dimensiune;

- **depunerea fizico-chimică** se înregistrează dacă soluțiile care se scurg pe tavanul, pereții și podeaua peșterii, depun elementele pe care le transportă (carbonat de calciu, aragonit, fosfat de calciu etc.). Manifestarea acestui proces conduce la formarea de speleoteme, termen care provine de la cuvintele grecești *speleon* = peșteră și *thema* = element. Speleotemele se formează prin pătrunderea apei de infiltrație, în golurile subterane, pe canale de mici dimensiuni (Bleahu, 1982). Autorul citat notează în continuare că, soluția cu bicarbonat de calciu este saturată pentru un anumit conținut de dioxid de carbon și pentru presiunea și temperaturile existente în fisurile pe care a circulat. Când însă apa ajunge în golul peșterii, unde condițiile de mediu sunt diferite, soluția se dezechilibrează, are loc evaziunea dioxidului de carbon și apoi depunerea carbonatului de calciu;

- **acumulările clastice** fac referire la acumularea elementele aduse întâmplător în peșteră de apă, animale, oameni sau gravitațional; umpluturile pot fi detritice și organice. Cu timpul ele provoacă umplerea golurilor subterane.

Manifestarea acestor procese carstice nu rămâne fără rezultat, ele determinând o mare varietate de forme de relief în cadrul peșterilor. Cunoașterea lor oferă informații prețioase despre geneză și evoluție, atât la nivel individual, cât și împreună cu peștera în care se află.

E. Formele de relief din peșteri

Orice incursiune într-o peșteră ne rămâne în amintire prin varietatea extraordinară a formelor de depunere, cele de care depinde frumusețea unei peșteri interesul cunoașterii modului de formare a lor. Studiarea formelor de relief din peșteri aduc la lumină informații despre geneza lor, precum și despre evoluția peșterii.

Dintre criteriile utilizate pentru clasificarea formelor de relief din peșteri, cel mai obiectiv este acela care le categorisește sub aspect genetic. Se deosebesc în acest sens trei categorii: forme de eroziune, coroziune și incaziune (denumite și forme modelate pe roca în loc), forme rezultate din depuneri fizico-chimice și forme rezultate din acumulările clastice (Bleahu, 1982).

a. Formele de coroziune, eroziune și incaziune fac parte integrantă din roca în care este săpată peștera. Ele vor fi prezentate în continuare, pornind de la clasificarea propusă de Bleahu (1982); autorul citat propune pentru ele termenul de litoteme (lithotheme), adică formațiuni generate pe calcarul în loc. Considerate împreună, procesele de coroziune, eroziune și incaziune, contribuie la speleogeneza, al cărui efect final este formarea unui gol subteran natural (Onac, 2000).

Formele de coroziune sunt generate de curgerea apei sub presiune; cele mai importante dintre ele sunt (Bleahu, 1982):

- *alveolele de coroziune* apar pe suprafețele de calcar sub forma unor găuri, mai mult sau mai puțin circulare. Ele au adâncimi de până la 1 cm, diametru de 1 – 3 cm; apar izolate sau grupate, pot fi legate de unele fisuri din rocă sau pot să nu aibă nici un raport cu vreo discontinuitate din rocă. Se formează pe calcare foarte pure, fiind localizate atât pe tavanul, cât și pe podeaua peșterii. Specifice sunt cele din peștera de pe Valea Sighiștel. Dacă alveolele sunt foarte apropiate unele de altele și între ele rămân muchii ascuțiți, se numesc alveole coalescente;

- *excavațiile în fagure* reprezintă un caz extrem al alveolelor coalescente. Roca este scobită de așa natură încât muchiile dintre alveole devin foarte tăioase;

- *lapiezurile endocarstice* sunt asemănătoare cu cele de la suprafață, doar că au aspectul unor șanțuri paralele, care brăzdează suprafețe înclinate, pe care se poate prelinge apa. Cu toate că sunt foarte rare se pot văzute în Peștera Topolnița;

- *muchiile tăioase* apar pe suprafețele expuse picăturilor ce cad de la partea superioară; calcarul devine foarte sfărtecat, mâncat, găurit, cu muchii extrem de tăioase;

- *hieroglifele* sunt forme de adâncire, prin coroziune, a fisurilor din calcar; acestea au dimensiuni milimetrice și pot fi observate în Peștera Măgura;

- *filonetele de calcit* se generează prin scoaterea în evidență, de către eroziune, a calcitului depus în fisurile rocilor; pot avea dimensiuni de până la 10 cm;

- *proeminențele de xenolite* (*xenos* = străin, *lithos* = piatră) constituie proeminențele străine reliefate în urma dizolvării calcarului; se întâlnesc în Peștera Comarnic din Munții Aninei, Peștera Crucea din Podișul Mehedinți etc.;

- *lingurițele* reprezintă excavații de 3 – 30 cm lărgime, dispuse sub forma unor valuri în galeriile râurilor subterane, îndeosebi pe podea și pereți;

- *șanțurile de podea* se formează de-a lungul unor diaclaze, spațiu pe care apa îl dizolvă și mărește prin coroziune; se pot dezvolta doar pe diaclazele longitudinale, raportat la direcția de curgere a apei;

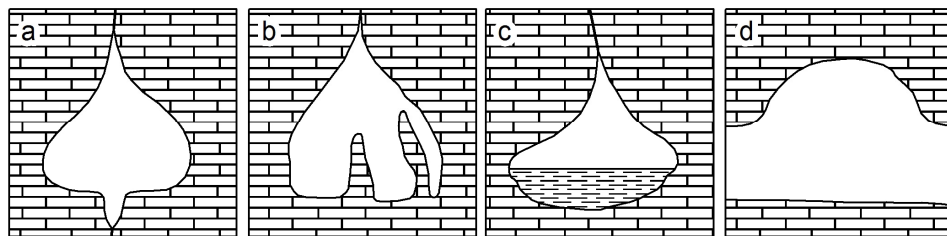


Fig. 9. 20. Forme de coroziune: a – șanț de podea; b – septe de podea; c – lărgiri; d – cupolă (Bleahu, 1982, p. 115)

- *septele de podea*, denumite și carene, sunt proeminențe ale calcarului din podeaua galeriilor; ele au forma unor panouri sau culise alungite în direcția golului; au grosimi de ordinul centimetrilor (10 – 50 cm), lungimi de la 1 la 5 m și înălțimi de la 30 cm până la 1 – 2 m (fig. 9. 20); reprezentative sunt cele din Peștera Topolnița (Galeria Neagră);

- *lărgirile de coroziune* sunt specifice galeriilor cu secțiune rotundă, care prezintă un fel de banchete cu marginile foarte teșite. Ele se formează când într-o galerie cu profil circular, de conductă sub presiune (în curs de lărgire), apa începe să curgă cu nivel liber. Trecerea de la curgerea lentă (existentă sub presiune) la cea violentă are loc treptat, astfel încât există un timp, când scurgerea se face în continuare lent, deși apa are un nivel liber, interval în care apa continuă să dizolve pereții, lărgind galeria;

- *marmitele ascendente* reprezintă excavații circulare formate în tavanul unei galerii, pe care însă nu îl ocupă pe întreaga lățime, ci doar pe o mică porțiune; acestea sunt adâncite cu câțiva metri în tavanul peșterii și au fost formate de către vârtejurile de apă; acestea s-au axat pe fisurile din tavan, pe care le-au lărgit apoi prin dizolvare. Astfel de excavații sunt prezente în Peștera Pojarul poliței din Munții Bihor, în galeria subterană din Platoul Carstic Lumea Pierdută etc.;

- *lapiezurile de tavan* datează din timpul în care peștera era umplută cu apă, iar apa dizolva preferențial pe fisuri și diaclaze adâncindu-le;

- *septele de tavan* sau pandantivele constituie lame de calcar care atârnă din tavan; au dimensiuni de la câțiva centimetri la 1 – 2 m și s-au format în urma coroziunii unui tavan fisurat, înecat de o apă sub presiune;

- *șanțurile de tavan* sunt asemănătoare cu cele din podeaua galeriilor, doar că ele sunt localizate pe tavan, pe care îl brăzdează în lung; pot fi mai mari decât o diaclază și de obicei au o secțiune rotunjită;

- *columele de tavan* reprezintă un caz particular al septelor de tavan; la fel ca în situația columelelor de podea, ele constituie centrul nedistrus de apă al unui vârtej; acestea atârnă din tavan în mijlocul unei zone circulare netede, ce reliefează foarte clar turbionul; o columelă de tavan tipică se găsește în Peștera Neagră din Barsa;

- *septele laterale* sunt proeminente ale pereților care avansează sub formă de lame; ele au dimensiuni de până la 1 m, fiind mai mult sau mai puțin groase spre golul galeriei; septele laterale pot fi verticale, înclinate și mai rar orizontale;

- *arcurile lamelare* reprezintă lame de calcar care se întind între două părți ale unei galerii; în cazul în care sunt orizontale și unesc doi pereți au aspect de punte, când unesc podeaua cu tavanul au aspect de pilieri, iar când se întind între un perete și tavan sau podea apar ca niște pereți despărțitori; ele sunt specifice etajului superior al peșterilor Meziad, Măgura etc.

- *labirinturile* au dimensiuni care variază de la o jumătate de metru până la 2 – 3 m. Acestea se întretaie sub toate formele, fără a putea fi identificată o galerie principală; golurile se desfac și de adună la distanțe mici, atât lateral cât și vertical, fiind separate de pereți de doar câțiva centimetri grosime, de unde analogia cu structura unui burete. Geneza lor este pusă pe seama prezenței unei rețele umplută cu apă, ce avansează foarte lent, ca o masă fără discontinuitate și care are timp să

dizolve pe îndelete diverse tipuri de fisuri (Bleahu, 1982); sunt prezente în Peștera Cloșani și Peștera Măgura;

- *anastomozele* reprezintă un caz particular al labirinturilor, deoarece au dimensiuni reduse de ordinul milimetrilor și centimetrilor.

Formele de eroziune se generează prin curgerea apei cu nivel liber. Cele mai întâlnite sunt următoarele (Bleahu, 1982):

- *striurile de frecare* reprezintă șanțuri foarte fine existente pe pereții galeriilor râurilor subterane; ele sunt orientate în sensul de curgere a apei și s-au format prin eroziunea exercitată de nisipul transportat de curentul hidraulic;

- *excavațiile de rodaj* sunt adâncituri mici, de doar câțiva centimetri, formate pereții galeriilor; acestea sunt rezultatul frecării prundișurilor transportate cu pereții galeriilor; ele se pot forma și pe podea peșterilor;

- *marmitele* constituie excavații circulare, al căror dimensiuni care merg de la câțiva centimetri până la 3 – 4 m diametru. S-au format prin mișcarea circulară a apei încărcată cu nisip și pietriș, care rostogolite violent, mereu în același sens, sapă și lustruiesc podeaua și pereții peșterii;

- *culisele laterale* se referă la alternanța de îngustări și largiri din galerii, care sunt asemănătoare unor culise de teatru, de unde și denumirea folosită pentru desemnarea lor;

- *nișele de meandru* sunt de forma unor excavații adâncite lateral în peretele galeriilor; acestea sunt rezultatul împingerii unui râu subteran de către acumulările aluvionare, îndeosebi în buclele convexe de meandru;

- *columelele* se formează și ele de către vârtejurilor aferente râurile subterane; vârtejurile sunt definite de o mișcare circulară puternică în jurul unui punct unde apa rămâne aproape imobilă. Eroziunea fiind viguroasă doar în zona vârtejului, calcarul din centrul lui nu va fi erodat. El rămâne sub forma unui stâlp care poate ajunge la 1 m înălțime și 50 cm diametru; reprezentativ este cel din Peștera Neagră, de la Barsa;

- *carenele* sunt și ele proeminente de calcar formate pe podeaua peșterii, doar că nu sunt circulare, ci alungite în direcția de curgere a apei;

- *pilierii* au rol de pereți separatori între două ramuri ale unei galerii; se poate afirma că un pilier este o carenă care se înalță până în tavan, făcând corp comun atât cu calcarul din tavan cât și cu cel din podea;

- *nivelele de eroziune* se evidențiază în profilul transversal al galeriilor înalte, unde apar sub forma unor proeminente și întrânduri, care se suprapun pe mai multe etaje;

- *banchetele și terasele* reprezintă cazuri particulare ale nivelelor de eroziune. Bancheta este o proeminență, mult mai marcată, care are la partea superioară o suprafață orizontală; se formează pe baza unui strat mai dur de calcar sau în cazul unei eroziuni puternice pe o față de stratificație, care conduce la dezgolirea feței stratului de dedesubt. Terasale de eroziune sunt rezultatul modificării nivelului la care a curs apa;

- *găurile de egutație* se formează prin căderea picăturilor de apă, în mod repetat, în același loc; pot fi observate în peșterile Geamăna, Măgura, Topolnița etc.

Formele de incaziune iau naștere în urma desprinderii de blocuri de rocă din tavanul și de pe pereții peșterilor. Cele mai întâlnite sunt (Bleahu, 1982):

- *amprente de blocuri* sunt fețe plane de stratificație sau pereți de diaclaze, de pe care a avut loc desprinderea unor blocuri de calcar; dimensiunilor variază de la câțiva centimetri până la câțiva metri. Se întâlnesc în Sala Mare a Ghețarului Scărișoara, în Peștera Topolnița etc.;

- *tavanul în trepte* este tipic calcarelor stratificate cu poziție plană sau ușor înclinată. Blocurile de calcar care se desprind și cad, lasă în urmă capete de strat la diverse nivele, creând un relief în trepte; porțiunile verticale reprezintă fisurile și diaclazele de-a lungul cărora a avut loc ruperea. Spre exemplificare pot fi amintite cele din Peștera din Padiș;

- *clopoțele de prăbușire* sunt ridicări ale tavanului formate în urma desprinderii și prăbușirii unor blocuri de calcar; pereții nu sunt netezi, uneori fiind prezente trepte;

- *podurile și arcurile* constituie resturi neprăbușite ale unei podele, care a separat odinioară galerii suprapuse; se întâlnesc în Peștera Meziad;

- *blocurile încleștate* reprezintă porțiuni mari de calcar dislocate din tavan și înțepenite între pereții galeriei;

- *lamelle de decompresiune* sunt felii de calcar detașate din tavanul și din pereții galeriilor, ca urmare a distensiei generate de săparea unui gol subteran.

b. Formele rezultate din depuneri fizico-chimice mai sunt cunoscute și sub numele de speleoteme și se produc prin depunerea elementelor din soluțiile care se scurg pe tavanul, pereții și podeaua peșterilor. Există mai multe tipuri de speleoteme: de picurare, de prelingere gravitațională, de prelingere capilară și de bazin cu apă (Bleahu, 1982). În sens strict autorul citat le numește chemotheme, adică formațiuni de umplutură rezultate prin procese fizico-chimice.

Formațiunile de picurare se formează prin desprinderea picăturilor de apă, din același loc, de pe tavan, și de căderea lor, în același loc, pe podea peșterii; acestea sunt de mai multe tipuri (Bleahu, 1982):

- *stalactitele* sunt speleoteme de formă cilindrică sau conică, care se dezvoltă pe tavanul peșterilor sau pe alte proeminente existente la nivelul acestora. Se formează din picăturile de apă care se desprind gravitațional. În funcție de modul de aport al apei și de morfologia punctului de desprinde există două tipuri de stalactite (fig. 9. 21).

Primul tip, cel mai întâlnit, se datorează aportului de apă printr-o fisură; odată cu desprinderea fiecărei picături are loc o evaziune de CO₂, din soluție, iar pe marginea fisurii se depune carbonat de calciu sub forma unui inel de calcar, care cu timpul devine un tub (Bleahu, 1982); el se numește stalactită macaroană sau stilolit;

de obicei au lungimi de ordinul decimetrilor, dar pot ajunge și până la 4 m, în Peștera Clamouse din Franța.

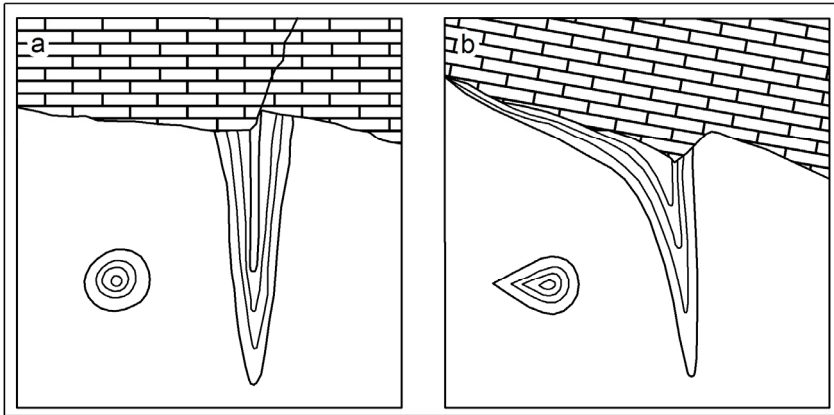


Fig. 9. 21. Formarea stalactitelor; a – tipul I, prin aport de apă printr-o fisură; b – tipul II, formată pe o proeminență prin aport de apă prin prelingere (Bleahu, 1982, p. 148)

Al doilea tip se formează prin depunerea calcitului la exterior, în lungul tavanului peșterii; deoarece tavanul prezintă denivelări, o picătură de apă ce alunecă pe suprafața lui, dacă nu poate trece de acestea, se desprinde de pe muchie prin ruperea ei în două, depunând și în acest caz un inel de calcit, care se transformă cu timpul într-un tub de obicei asimetric (Bleahu, 1982); el este predispus depunerilor exterioare, care îi asigură o îngroșare rapidă.

Ambele tipuri de stalactite pot fi observate în Peștera Urșilor, din Munții Apuseni. Alături de stalactita macaroană și cea conică, considerate tipuri comune, există și alte forme: bulboase, în formă de uger, de baionetă etc.

- *stalagmitele* reprezintă speleoteme cilindrice sau conice care se dezvoltă de jos în sus pe orice proeminență pozitivă, care se formează din picăturile de apă căzute de la partea superioară. Dimensiunea și forma lor este influențată de raportul dintre debitul apei de alimentare și capacitatea de depunere a calcitului din ea. În condiții favorabile de evaziune a dioxidului de carbon (temperatură mai ridicată, presiune mai scăzută și aerisire bună), depunerea calcitului are loc rapid, suprafața de acumulare este restrânsă, iar stalagmita care se formează este de formă zveltă (Bleahu, 1982). În condiții de evaziune nefavorabilă a dioxidului de carbon (temperatură scăzută, presiune ridicată și aerisire deficitară), carbonatul de calciu iese mai greu din soluție, adică pe o distanță mai mare de punctul de picurare, ceea ce va determina formarea unei stalagmite de formă robustă.

Analizate în secțiune transversală stalagmitele nu prezintă un canal central, ca la stalactite, deoarece apa nu picură printr-un tub. Se observă în schimb cercuri concentrice de calcit (fig. 9. 22), ceea ce confirmă că o stalagmită crește în grosime prin depuneri succesive centrifuge, care se suprapun și se îmbracă reciproc ca niște

bonete (Bleahu, 1982). Pe vârful stalagmitelor se formează cupe apicale (Racoviță, 1927), în care cad picăturile de pe tavan; ele au un volum de $1 - 2 \text{ cm}^3$. Sub aspectul formei, conform autorului citat, stalagmitelor pot fi de tip lumânare, conice, căpiță, bonetă, sub formă de dom (stalagmat), de teanc de farfurii, de trunchi de palmier, etajată (cu variații sistemice în condițiile de depunere a calcitului).

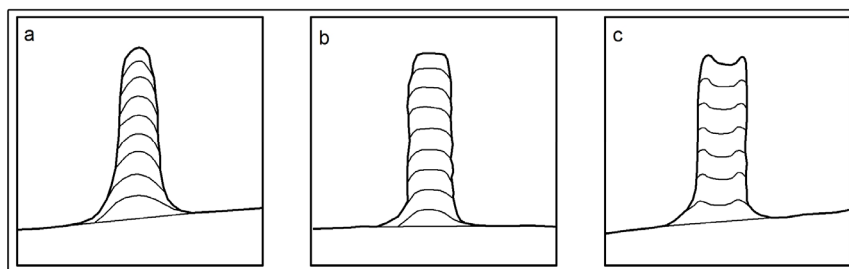


Fig. 9.22. Formarea stalagmitelor: a – păturile de calcar se acoperă de sus în jos; b – păturile nu se mai îmbracă complet; c – păturile au tendința să se ridice pe margini (Bleahu, 1982, p. 153)

- *coloanele* se formează prin unirea unei stalactite cu stalagmita corespunzătoare, participarea celor două elemente fiind de obicei vizibilă (fig. 9.23). Dacă stalagmita ocupă mai mult de jumătate din coloană se numește stalacto-stalagmită; când stalactita ocupă mai mult de jumătatea coloanei vorbim de stalagmato-stalactită (Bleahu, 1982).

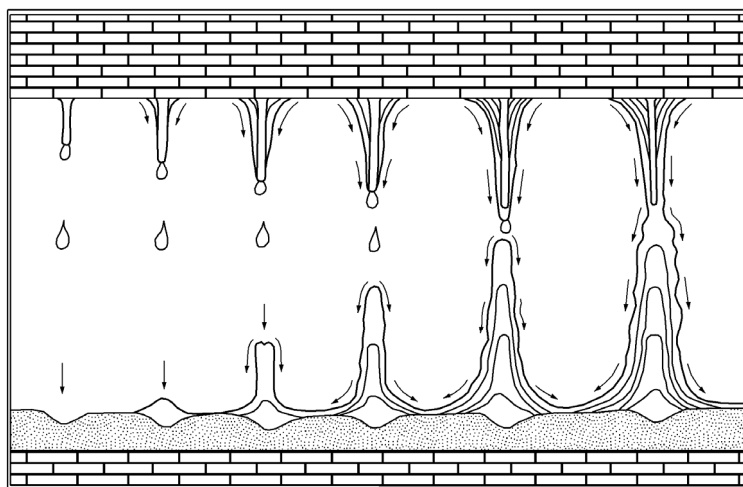


Fig. 9.23. Formarea coloanelor (Bleahu, 1982, p. 159)

Formele de prelingere gravitațională sunt consecința prelingerii apei sub forma unei pelicule continue, dar extrem de subțire, pe tavanul, pereții și podeaua peșterii; în categoria lor se includ următoarele (Bleahu, 1982):

- *vălurile* se formează prin prelingerea picăturilor de apă și se prezintă ca o lamă de calcit ce atârna de tavan, pe o înălțime de la câțiva centimetri până la un metru; lungimea poate să ajungă la câțiva metri, în timp ce grosimea este cuprinsă între 0,25 – 1 cm. Din cauza forme unde, vâlul mai este denumit draperie sau cortină;

- *draperiile parietale* sunt depuneri de calcit, care îmbracă pereții peșterilor; pentru denumirea lor se utilizează și termenii de scurgere parietală, pentru forme simple, respectiv de cascadă, pentru formațiunile complexe. Prin raportare la morfologia peretelui, care poate să fie și în surplombă, draperiile primesc diverse forme, cum sunt cele de meduză, parașută, amvon, baldachin și candelabru;

- *planșeele* reprezintă și ele depuneri de calcit, care acoperă suprafețele orizontale sau suborizontale ale peșterilor; acestea sunt caracteristice podelelor, dar se pot forma și în alte locuri cum ar fi terasele sau banchetele. Planșeele pot să acopere cu un strat gros neregularitățile podelelor, cum ar fi un strat de prundiș pe care îl și cimentează; în situația în care o viitură îndepărtează prundișul, de la partea inferioară, planșeul rămâne suspendat sub formă de baldachin, fiind fixat doar de unul dintre pereții peșterii, dinspre care a venit alimentarea cu apă (Bleahu, 1982);

- *gururile* sau bazinele de planșeu sunt de forma unor bazine cu o latură lipită de un perete, iar celelalte se prezintă sub forma unui baraj arcuit convex; dacă în apa din interiorul lor precipită carbonat de calciu se poate forma un capac, care îl acoperă parțial sau total; în acest mod se formează gururile cu capac, de tipul celor din Peștera Buhui (Munții Aninei).

Formațiunile de prelingere capilară se creează din peliculele extrem de fine de apă, care aderând puternic la substrat pot să avanseze contrar gravitației în toate direcțiile, atunci când sunt alimentate continuu; cele mai reprezentative dintre acestea sunt (Bleahu, 1982):

- *speleotemele coraloide* se formează prin avansarea apei pe suprafețe libere; ele sunt de forma unor concrețiuni de ordinul milimetrilor sau a centimetrilor, localizate pe pereții, podeaua, sau blocurile de prăbușire din peșterile relativ uscate și bine aerisite. Pot avea formă de: ace, anthodite (termen latin utilizat pentru floare), lamele de calcit;

- *cristalictele* reprezintă cristale albe, translucide până la transparente, de formă foarte variată, cum ar fi cea de baghetă îndoită și răsucită;

- *discurile*, denumirea și palete, au diametrul cuprins între 50 cm la 2 m diametru și grosimi de 12 – 20 cm. Ele sunt agățate de tavanul peșterilor prin intermediul unui picioruș de câțiva centimetri. Aceste formațiuni sunt specifice pentru Peștera Pojarul Poliței.

Formațiunile de bazin se referă la formele generate sub apă existentă în bazinele de acumulare. Dintre acestea, cele mai întâlnite sunt următoarele (Bleahu, 1982):

- *calciul flotant* se referă evaziunea dioxidului de carbon și precipitarea carbonatului sub forma unor pelicule extrem de subțiri, de doar 0,1 – 1 mm grosime,

care plutesc pe apă din cauza tensiunii superficiale, mai puternică decât gravitația (Bleahu, 1982). Dacă sunt perturbate de șocuri, ele se scufundă pe fundul apei, unde formează strate cu grosimi de până la 30 cm;

- *trotuarele* rezultă prin lipirea plutelor de calcit, împinse de curenți slabi, spre pereții bazinului, unde precipitarea carbonatului de calciu continuă. Datorită adăugirilor succesive, rezultă un strat de calcit cu grosime de 1 – 5 cm, de forma unui trotuar în consolă în lungul pereților;

- *macrocristalele* se formează prin cristalizarea elementelor din soluțiile saturate. În urma acestui proces rezultă cristale mari, cu dimensiuni ce pot depăși 20 cm lungime, cu o dezvoltare cristalografică aproape perfectă de tip romboedru, scaleodru, bipiramidă etc. (Bleahu, 1982);

- *perlele de bazin* se generează pe fundul bazinelor acoperite complet cu apă; diametrul lor variază de la câțiva milimetri până la 1 – 3 cm; sunt dispuse în cuiburi alcătuite din sute de exemplare.

Speleotemele necalcice. Alături de calcit și alte substanțe participă la formarea speleotemelor. Se remarcă în acest sens speleotemele de montmilch (o substanță complexă care conține carbonați de calciu și alți carbonați rari cum sunt lubinit, hidromagnezit, hunt, la care se adaugă argilă și materie organică), speleotemele aragonitice (carbonat de calciu care cristalizează ortorombic), speleotemele de sulfati (dintre mineralele sulfatilor care formează speleoteme de sine stătătoare se remarcă gipsul, eponitul, mirabilitul etc.), speleotemele limonitice (sunt rezultatul prezenței în apropierea peșterilor a acumulărilor de hidroxid de fier, din care apa se încarcă cu limonit, pe care-l depune apoi în subteran), speleotemele de fosfați, speleotemele de sare și speleoteme de gheață (Bleahu, 1982). Referitor la gheața din peșteri ea poate să fie prezentă atât sub formă de acumulări sezoniere (specifice faciesului de intrare - în Peștera Hodoabei, Peștera Ponoraș etc.), cât și perene (se formează atât în faciesul de intrare cât și în cel interior) (Onac, 2000); aceasta din urmă se mai numește și gheață autentică, ea fiind întâlnită în următoarele peșteri din România: Scărișoara, Focul Viu, Barsa și Vârtop (Onac, 2000).

c. Formele rezultate din acumulările clastice sunt alcătuite din materialele ajunse în peșteri pe diverse căi, care cu timpul determină umplerea parțială sau totală a golurilor subterane. Pentru ele a fost propus termenul de clastotheme, adică formațiuni de umplutură rezultate din procese de sedimentare a materialului clastic (Bleahu, 1982).

Umpluturile detritice fac trimitere la rămășițele unor roci preexistente, sfărâmate, îmbucătățite, și acumulate apoi în alt loc decât cel de origine, sub formă de sedimente (Bleahu, 1982). Acestea provin atât din interiorul peșterii, cât și din exteriorul ei. Conform autorului citat în categoria lor se includ:

- *detritusul de incaziune* face parte din categoria sedimentelor gravitaționale și este frecvent întâlnit în galeriile și peșterile fosile. Poate fi sub formă de blocuri, lespezi, plăci așchii și granule, ale căror dimensiuni variază de la boabe de nisip, la

blocuri de mai mulți metri cubi; se formează mai ales prin litofracție și gelifracție, procese care conduc la desprinderea de fragmente din tavanul și pereții peșterilor;

- *conurile de dejecție* sunt rezultatul acumulărilor detritice la gura canalelor de aducțiune și la confluențele acestora;

- *depunerile aluvionare* reprezintă materialele transportate de apă și apoi acumulate; de caracterul rulat al depozitelor dovedește originea alohtonă a lor;

- *depunerile pelitice* sunt argile care se acumulează în peșteri. Acestea pot fi reprezentate de: stalacmite de argilă, poligoane de argilă, urme de scurgere, vermiculații etc.

Umpluturile organice cu toate că nu se găsesc în cantități mari, interpretarea lor oferă informații prețioase despre trecutul peșterilor. Pot fi grupate în trei categorii (Bleahu, 1982):

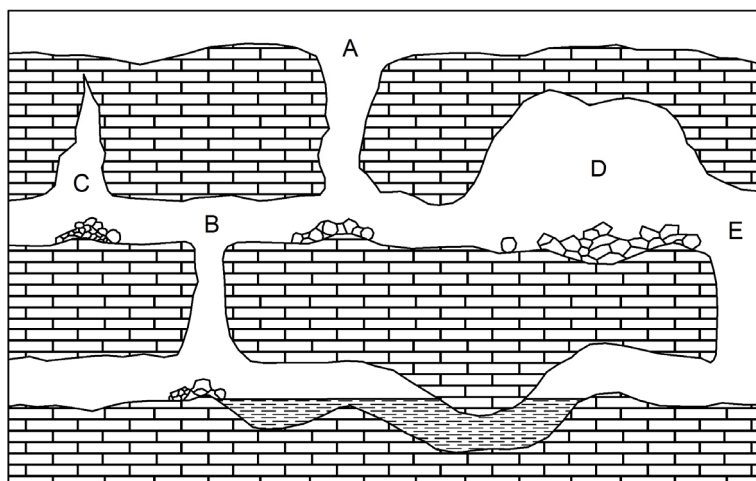
- *depozitele fitogene* sunt de natură vegetală; deoarece plantele superioare nu pot să crească în peșteri, în lipsa luminii, înseamnă că ele sunt de proveniență alohtonă. În categoria lor se includ: trunchiuri de copaci, crengi, frunze, iarbă etc.;

- *depozitele tanatogene* se referă la resturile de animale (*Ursus spelaeus*, *Crocota spelaea*, *Hyena spelaea* etc.) prezente sub formă de cadavre sau numai de oase; prin cimentare calcitică acestea au determinat formarea brechiilor osoase, de tipul celor din peșterile: Ciur-Izbuc, Gălășeni, Igrița etc. (Onac, 2000).

- *depozitele coprogene* sunt excremente de animale acumulate în peșteri; dintre acestea se remarcă cele ale liliecilor, care alcătuiesc depozitele de tip guano. Pentru indicarea acestora s-a recomandat folosirea termenului de chiropterit (*Chiroptera* = lilieci), (Abel, 1922, citat de Onac, 2000), având în vedere că termenul de guano se referă în realitate la acumulările de excremente ale păsărilor de mare (Onac, 2000). Cu toate acestea termenul nu s-a încetățenit, el desemnând strict doar acumulările fosile de guano. Acumulări semnificative de guano există în următoarele peșteri din România: Meziad, Betfia, Răstoci, Huda lui Papară etc.

9.8.3.2. Avenele

Reprezintă puțuri naturale de suprafață, care se adâncesc vertical sau în pantă mare, în masivele de calcar (Bleahu, 1982). Când avenul se află în totalitate în interiorul unei peșteri se numește puț (dacă se lasă în jos) sau horn (dacă se ridică deasupra galeriei de acces). Dacă este de mari dimensiuni și are forma unei săli se numește dom. Tot în categoria lor se includ și verticalele sub formă de buză extinsă, care poartă denumirea de prăpastie (fig. 9. 24). Diferența dintre o galerie și un aven este dată de înclinare; se admite denumirea de aven pentru golul accesibil numai cu mijloace artificiale de coborâre, ceea ce înseamnă o înclinare de cel puțin 65 – 70°. Dacă accesul într-o peșteră, nu prea mare, se face prin intermediul unui aven, pentru desemnarea ei se folosește termenul de aven-peșteră (Bleahu, 1982).



**Fig. 9. 24. Nomenclatura verticalelor: A – aven; B – puț;
C – horn; D – dom; E – prăpastie (Bleahu, 1982, p. 93)**

Analizate sub aspectul genezei avenele sunt de mai multe tipuri (fig. 9. 25 și 9. 26): tectonice, gravitaționale (de tracțiune laterală, de prăbușire), create de apă (de infiltrație, de coroziune ascendentă, absorbante sau de insurgență, aven debitor etc.) (Bleahu, 1982). În afară de calcare avene se formează și în gips și cretă.

Partea inferioară a avenelor diferă de la un caz la altul: poate să se termine printr-o fisură, să aibă aspectul de fund de sac, să fie de forma unei peșteri (Cvijic, 1960), așa cum este în cazul celor de la: Scărișoara, Focu Viu, Barsa, Vârtop, Bortig etc.

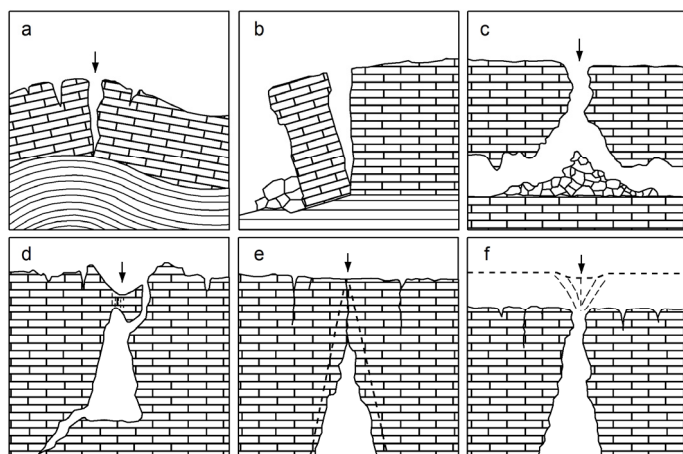


Fig. 9. 25. Tipuri genetice de avene verticale: a – aven tectonic; b – aven gravitațional; c – aven de prăbușire; d – puț de infiltrație; e – puț de coroziune ascendentă, care răzbate la zi devenind aven; f – puț de coroziune ascendentă devenit aven prin îndepărtarea unei tranșe de teren de la suprafață (Bleahu, 1982, p. 96)

Ca exemple, pot fi date: Avenul Lamprechtsofen-Vogelschacht (din Austria) de 1.635 m, Avenul Mirola (din Franța) de 1.611 m, Avenul Sistema Huautla (din Mexic) de 1.475 m, Avenul Sistema de la Trave (din Spania) de 1.408 m, Avenul Lukina Jama (din Croația) de 1.393 m, Avenul Berger de la Isare (Franța), care are o adâncime de 1.126 m, Avenul Pierre-Saint-Martin (din Munții Pirinei), adânc de 940 m, Avenul Vântului din Peștera Peneblanque (Haute Garonne, Franța) de 842 m, Antro di Corchia (Italia) de 805 m, Avenul De faour Dara (Liban) de 622, Avenul Grind (din Piatra Craiului) de 545 m, Avenul Poieniță (din Munții Bihorului) de 347 m, Avenul Stanu Foncii (din Pădurea Craiului) de 339 m, Avenul Șesuri din Munții Bihor, de 180 m, Avenul Negru din același masiv, de 108 m și Avenul Hoanca din Grumazul Bătrânii (din Munții Bihor), de 100 m (Naum și Grigore, 1974; Onac, 2000).

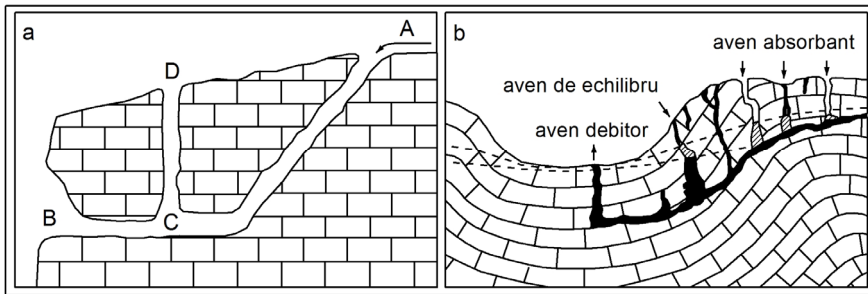


Fig. 9. 26. Aven emisiv; la debite mari apa pătrunsă prin A nemaiputând fi drenată prin C, se acumulează și iese prin D (a); aven de echilibru, avene absorbante și aven debitor (b) (Bleahu, 1982, p. 97)

9.8.4. Tipurile de carst

Îmbinarea formelor de relief menționate conduce la geneza unor ansambluri morfologice, care permit individualizarea mai multor tipuri de relief carstic. Dintre criteriile folosite pentru clasificarea reliefului carstic cele mai importante sunt următoarele: genetic, morfologic, structural, al raportului dintre calcare și rocile impermeabile înconjurătoare și climatic. Dintre acestea vor fi detaliate în continuare trei dintre ele: morfogenetic, morfologic și climatic (Bleahu, 1982).

A. Tipurile morfogenetice de carst

Pornind de la modul în care are loc morfogeneza carstică, sub raport litologic (calcare pure sau calcare intercalate cu alte formațiuni necarstificabile) și structural Cvijic (1925) distinge trei tipuri de carst:

- **holocarstul** reprezintă un carst matur, dezvoltat în totalitate pe calcare, a cărui evoluție nu a fost afectată de prezența altor roci. El este descoperit în totalitate, roca carstică apărând la zi, nefiind protejată de o cuvertură de sol sau. Carstul care se

formează este unul golaș, caracterizat de o dezvoltare verticală semnificativă, realizată în mai multe cicluri, de unde rezultă caracterul etajat al reliefului. Acest tip de carst cuprinde toate formele carstice de suprafață și de adâncime, motiv pentru care se mai numește și carst matur, complet sau perfect. Specific în acest sens este carstul din Franța, Italia, Slovenia, Croația, Bosnia Herțegovina, Muntenegru, Grecia etc.;

- **merocarstul** se dezvoltă în calcare intercalate în formațiuni necarstificabile, de unde și posibilitatea ca ele să fie acoperite de roci insolubile, pe care se poate dezvolta sol și vegetație. Procesul de carstificare are loc prin intermediul unei disoluții camuflete, corelată cu procese de sufoziune și tasare. Acest tip, care mai este denumit și carst incomplet sau imperfect, se formează pe calcare cu grosimi reduse, caracterizat de prezența impurităților; există și posibilitatea ca depozitele de calcar să fie cutate, împreună cu formațiunile necarstificabile. Formele de relief sunt reprezentate de lapiezuri slab dezvoltate, de doline și avene cu adâncime redusă; specific în acest sens este carstul din Marea Britanie (Onac, 2000).

- **carstul de tranziție** este caracterizat atât de prezența carstului golaș, cât și a celui acoperit, făcând trecerea între holocarst și merocarst. Acest tip este specific îndeosebi climatului temperat și are câteva subtipuri: evoluat, moderat evoluat și slab evoluat (Martonne, 1948). În această categorie se include și cea mai mare parte a carstului din România (Rădoane et al., 2000).

B. Tipurile morfologice de carst

Pe baza acestui criteriu, care are la bază dimensiunea și poziția calcarelor sau a altor roci solubile în relief, se disting trei tipuri de relief carstic (Bleahu, 1982):

- **platourile carstice** constituie suprafețe de calcar care acoperă teritorii extinse. Ele sunt compuse din: carstoplene, văi de doline, văi oarbe, văi în fund de sac, câmpuri de lapiezuri, polii și depresiuni carstice. Spre exemplificare pot fi menționate: Platoul Padiș, Platoul Ocoale-Scărișoara, Platoul Vașcău, Platoul Colonovăț, Platoul Brădet, Platourile Causse de Sauveterre, Causse de Mejan, Causse Noir și Causse de Larzac din Franța;

- **crestele calcaroase** reprezintă teritorii ocupate de calcar, de formă alungită, cu aspect extrem de variat. Acestea pot fi despărțite de teritoriile înconjurătoare (de exemplu Piatra Craiului și Trascău) sau pot fi înglobate în relieful general, fără să se diferențieze în mod expres (fâșia de calcare care mărginește spre est Podișul Mehedinți, în care se află Peștera Topolnița);

- **masivele izolate** sunt apariții de calcar de dimensiuni reduse, de obicei de ordinul sutelor de metri pătrați și mai rar cu suprafețe de peste de 2-3 km². Se evidențiază în acest context Masivele izolate din Munții Trascău: Piatra Craivii, Plotunul, Vulcanul, Corabia, Dâmbăul, Pietrele Cetii etc.

C. Tipurile climatice de carst

Climatul influențează geneza reliefului carstic mai ales prin variațiile de temperatură și umiditate. Apa cu temperatură scăzută are o eficacitate mai mare de dizolvare a dioxidului de carbon. Comparativ cu această situație într-o apă caldă difuziunea acestuia este mai rapidă, ceea ce demonstrează că un factor îl egalează pe celălalt (Bleahu, 1982). În același timp, apa rece provenită din topirea zăpezii este foarte bogată în CO₂, deci foarte agresivă. De asemenea, prezența unui sol acid, bogat în humus și silice, determină creșterea acidității apei, fapt care intensifică carstificarea; în același timp un sol gros împiedică aportul de apă și o blochează (Bleahu, 1982). Luate împreună, toate aceste condiții determină ca într-un teritoriu umed carstificarea să fie mai intensă decât într-unul uscat.

În consecință interacțiunea dintre rocă și apă, nu se face peste tot la fel și aceasta nu numai din cauza temperaturii neuniforme a apei, dar și din cauza încărcăturii inegale în gaze și acizi. De asemenea, modelarea carstică depinde de influențele directe și indirecte ale vegetației, de intensitatea celorlalte procese morfogenetice, precum și de caracterul acoperit sau nud al rocii (Mac, 1996). Astfel, după autorul citat, caracteristicile mediului morfogenetic vor determina condiții favorabile, nefavorabile și limitative în procesul de carstificare.

Pornind de la criteriul climatic au fost deosebite șase tipuri de carst: glaciare și periglaciare, reci oceanice, temperate, mediteraneene, tropicale și ecuatoriale și de climat arid.

Carsturile glaciare și periglaciare sunt rezultatul condițiilor existente în teritoriile cu climă rece, unde apa care pătrunde în substrat îngheață permanent. Aceasta se dezgheață doar la suprafață, pe o grosime redusă, în timpul scurtului sezon estival.

În regiunile reci carstificarea este limitată de o serie de factori: prezența învelișului de gheață, care persistă tot timpul în regiunea glaciară; înghețul permanent din substrat, datorită căruia infiltrarea apei nu este posibilă; cantitatea redusă de precipitații și forma solidă a acestora; existența cuverturilor glaciare și periglaciare, care acoperă substratul (Mac, 1996).

Se formează astfel un relief superficial, în cadrul căruia reprezentative sunt: alveolele, dolinele de dimensiuni reduse și câmpurile de lapiezuri. La partea inferioară a orizontului înghețat se formează carstul de profunzime, în care dacă apa pătrunde prin captări laterale se dezvoltă rețele subterane cu forme de coroziune și fără speleoteme (Bleahu, 1982).

Există și cazuri inedite când în teritoriile acoperite permanent de ghețari de calotă sau alpini, se poate dezvolta un endocarst demn de luat în considerare. Un bun exemplu în acest sens îl constituie Peștera Castelguard, din Canada, caracterizată de o rețea subterană de peste 13 km, formată sub ghețarul Columbia (Onac, 2000).

O situație cu totul deosebită se înregistrează în etajele glaciare și periglaciare, din munții de tip alpin, de la latitudini temperate. De pildă, în Alpii Europei se găsesc unele dintre cele mai vaste rețele carstice subterane din lume, cum ar fi Holloch (136 km lungime), Eisrisenwetl (42 km), Peirre Saint Martin (39 km), precum și avenele cu cea mai mare denivelare: Jean Bernard (1.410 m), Pierre Saint Martin (1.148), Berger (1148) etc. (Bleahu, 1982).

Carsturile din zone reci oceanice, de tipul celor localizate în nord-vestul Europei (Irlanda, Anglia, Belgia ș.a.) s-au dezvoltat într-un climat cu multă umiditate și frig moderat, sau mai corect spus într-un climat răcoros, în care înghețul este rar și zăpada destul de redusă, ceea ce determină ca gelifracția să nu fie foarte activă (Bleahu, 1982). Aceste condiții sunt favorabile genezei unui sol profund, motiv pentru care nu se dezvoltă lapiezuri, iar dolinele sunt destul de rare. Atunci când solul este îndepărtat, sub el există o suprafață rugoasă, un carst-burete, cauzat de coroziunea excesivă, întreținută de acizii humici foarte activi. Acest tip de coroziune nu este profundă, deoarece nu există avene adânci, ci doar rețele subterane suborizontale, în care se formează stalactite.

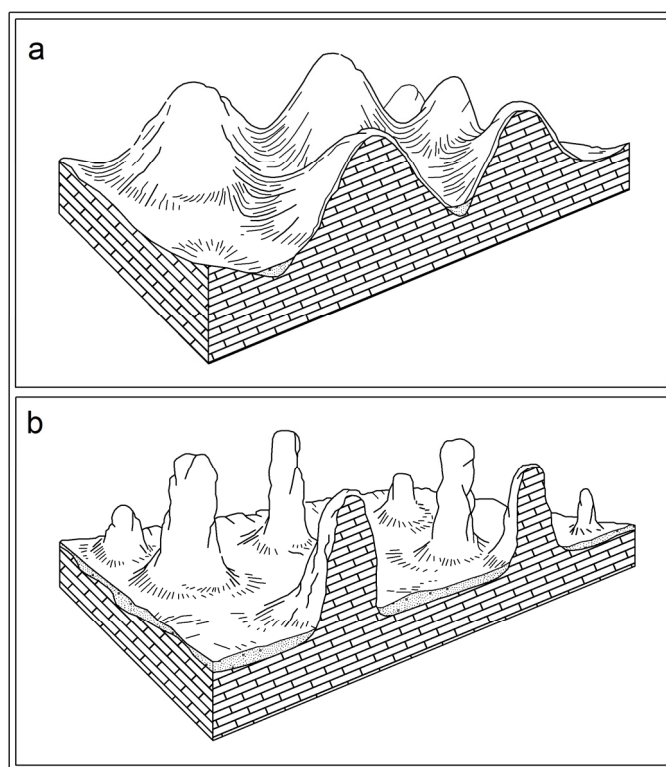
Carstul zonelor temperate se remarcă printr-o mare varietate de peisaje datorate diversității litologice, texturale, structurale și altitudinale. Nota de specificitate este dată de faptul că acestea sunt carsturi verzi, înierbate, împădurite sau cultivate (Bleahu, 1982). Din această cauză lipsesc câmpurile cu lapiezuri și poliile, iar drenajul subteran este în general dezvoltat pe orizontală, din cauza diferențelor de nivel reduse. Cele mai întâlnite forme de relief sunt reprezentate de: platourile carstice, văile seci suspendate, doline relativ modeste, avene care pătrund de pe platouri până la drenajele subterane, endocarstul este bine dezvoltat doar pe alocuri, așa cum se întâmplă de exemplu în platourile carstice din centrul Americii de Nord, unde se află gigantica rețea a sistemului Flint Ridge-Mammoth Cave (Bleahu, 1982). De asemenea, carstul format în condiții temperate se întâlnește și în: România, Bulgaria, Ungaria, Cehia, Slovacia, Polonia, Ucraina, Austria, Elveția, Germania, Franța etc. (Onac, 2000). Formele de relief existente indică mai degrabă o morfologie carstică de tranziție de la carstul zonelor reci la cel al zonelor tropicale.

Carstul din climatul mediteranean s-a dezvoltat, sub forma unei fâșii latitudinale, în jurul Mării Mediterane. Sub aspect climatic el este consecința umezelii din sezonul rece, când se înregistrează cantități însemnate de precipitații, precum și al căldurii din sezonul cald. Mai exact, în sezonul ploios de iarnă are loc intensificarea carstificării, în timp ce în sezonul cald și uscat de vară, ea se atenuează la suprafață (Mac, 1996), dar continuă în subteran, dovada fiind speleotemele din peșteri.

Analizat în detaliu, relieful este dominat de prezența câmpurilor de lapiezuri (cu forme de dimensiuni mari), de doline și de uvale, pentru ca la nivelul reliefului major să fie prezente poliile și carstoplenele de coroziune (Bleahu, 1982). La rândul său endocarstul este bine reprezentat prin peșteri, iar legat de acestea se remarcă

exurgențele cu debite considerabile, de tipul celor de la Vacluse Fontaine l'Eveque (din Franța), Timavo și Ombla din Slovenia, respectiv Croația.

Carsturile tropicale și ecuatoriale sunt asemănătoare cu cele din climatul mediteraneean, doar că procesele de carstificare sunt duse la extrem. Acest fapt este posibil deoarece precipitațiile depășesc cantități de 2.000 – 3.000 mm, iar temperaturile medii multianuale depășesc 18 – 20 °C. Odată ajunsă în profunzime apa devine mai rece decât la suprafață, iar capacitatea de absorbție a CO₂ se menține în continuare ridicată. Aportul de acid carbonic și acid humic este considerabil, din cauza proceselor de descompunere a vegetației. În aceste condiții coroziunea determină îndepărtarea unei tranșe importante de calcar (Bleahu, 1982). Autorul citat notează în continuare că, modelarea carstică, pe fondul unei pânze de apă bine alimentată, începe cu formarea de doline, a căror pereți sunt lărgiți, pentru a se ajunge la depresiuni delimitate de platouri neafectate.



**Fig. 9. 27. Tipuri de carst tropical: a – carst cu conuri;
b – carst cu turnuri (Bleahu, 1982, p. 257)**

Pe măsură ce suprafața acestor platouri se reduce ele se transformă în turnuri rotunjite (cokpit karst) (Sharma, 2010). După o evoluție îndelungată se transformă în matori de eroziune cu aspect de piramide, conuri și turnuri (Zhu et al., 2013), de

unde denumirea de kegel-carst (carst conic) (fig. 9. 27). Prin continuarea carstificării se ajunge la stadiul de turnuri cilindrice denumite mogote (fig. 9. 28). Dacă turnurile cilindrice devin zvelte și ascuțite, printr-o dizolvare înaintată, se formează carst cu pinnacle (pinnacle Karst) sau acicular, de tipul celui existent în sud-estul Asiei (China, Laos, Vietnam, Tailanda, Malaysia etc.), format în condiții climatice tropical umede (Summerfield, 2013).

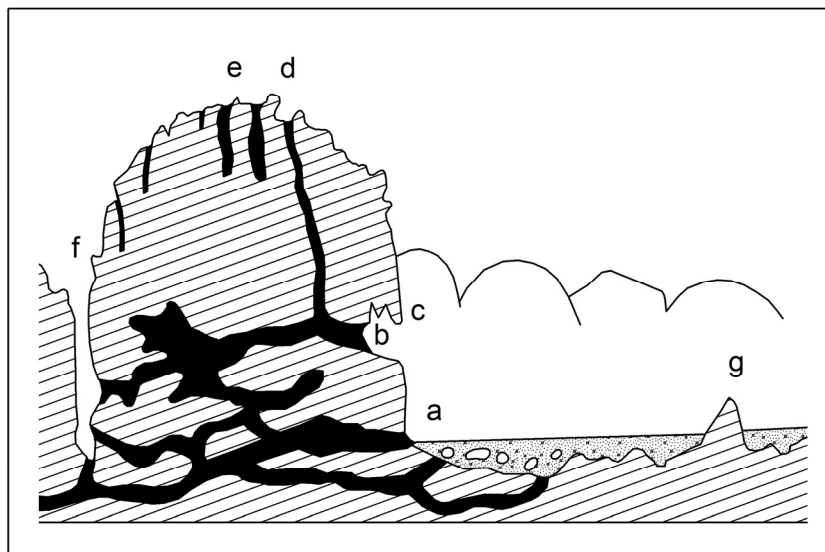


Fig. 9. 28. Relief de carst tropical; profil printr-o mogotă din Sierra de los Organos, Cuba: a – peșteră activă; b – peșteră fosilă; c – stalactită; d – aven; e – câmp de lapiezuri; f – cheie; g – hum (Lehmann, 1954, citat de Mac, 1996, p. 275)

Una dintre variantele acestui tip de carst este cunoscut sub denumirea de păduri de piatră (stone forests) (fig. 9. 29). În unele locuri, cum ar fi China (unde se numesc shilin), Filipine (denumite assegai), Madagascar (tsingy) etc., ele ocupă suprafețe de sute de kilometri pătrați (Knez și Slabe, 2013). Înălțimea acestor forme de relief, cu aspect de arbori poate ajunge până la 100 m, cum este în cazul pădurii de piatră din Munții Kaijende, din Papua Noua Guinee (Wiliams, 2009).

O situație aparte se întâlnește îndeosebi în America Centrală și în Arhipelagul Antilelor, unde la suprafața terestră sunt prezente platourile carstice, destul de bine păstrate, în care sunt prezente doline. Dacă în ele se formează lacuri permanente, prin acumularea apei provenite din precipitații sau datorită comunicării cu pânza freatică existentă la partea inferioară o orizontului de calcar, atunci se numesc cenote (termen specific peninsulelor Yucatan și Florida). Tot în aceste regiuni, dolinele alungite, formate în depozite de calcar menținute la altitudini reduse, oferă condiții favorabile pentru formarea mlaștinilor.

Endocarstul este și el foarte bine reprezentat, grație râurilor subterane cu debite considerabile (110 m³/s la râul Tobio din Noua Guinee), care formează peșteri cu lungimi de peste 10 km, în care sunt prezente numeroase tipuri de speleoteme.

Spre exemplificare pot fi amintite teritoriile carstice din Honduras, Costa Rica, Guatemala, Cuba, Puerto Rico, Jamaica, Brazilia, Venezuela, Vietnam, Laos, Djawa, Filipine, sud-estul Chinei (Bleahu, 1982).



Fig. 9. 29. Pădurea de piatră Lao Hei Gin, din Provincia Yunnan, China (Knez și Slabe, 2013, p. 145)

Carsturile din climatul arid sunt atât consecința unor procese carstice din trecut, cât și a prezenței în profunzime a unei pânze freatice active (Bleahu, 1982). În aceste condiții se explică platourile carstice din Egipt și din partea de sud a Saharei, teritorii care în perioadele interglaciare din Cuaternar, au beneficiat de un climat mai umed. De asemenea, platoul carstic Nulabor, din partea deșertică a Australiei, adăpostește peșteri active la care duc avene de prăbușire (Bleahu, 1982). În cadrul acestui platou au fost carate peste 250 de peșteri (Onac, 2000).

La suprafață carstificarea este extrem de redusă, deoarece precipitațiile sunt neînsemnate cantitativ, iar temperaturi ridicate. Cu toate că se înregistrează și averse apa este destul de caldă, iar în lipsa acizilor care ar putea proveni de la sol și vegetație are o acțiune dizolvare limitată. În același timp, lipsa învelișului edific și a vegetației face ca scurgerea apei să se realizeze rapid, iar durata contactului dintre rocă și apă este prea scurt pentru producerea coroziei. Legat de lipsa vegetației este și eliberarea unei cantități reduse de bioxid de carbon. De asemenea, scurgerea mare de suprafață nu facilitează infiltrația și apoi chiar dacă apa ajunge la roci, ea nu se poate acumula timp îndelungat, din cauza evaporației mari; este vorba așadar de un carst relict, insolit (Mac, 1980a), reprezentat de câteva lapiezuri, doline și uvale.

9.8.5. Evoluția reliefului carstic

Elaborarea unor modele, care să demonstreze evoluția ciclică a reliefului carstic, așa cum a făcut-o W. M. Davis (1930 și 1931), A. Grund (1914), J. Cvijic (1960) și alții, nu s-a dovedit foarte convingătoare, deoarece „*un masiv de calcar evoluează începând de la prima picătură de apă ce-l atinge și-l dizolvă până la dispariția completă a rocii, revenirea fiind imposibilă*” (Bleahu, 1982, p. 260), chiar dacă teritoriul suferă o nouă ridicare din cauze tectonice.

Evoluția reliefului carstic poate fi totuși surprinsă stadial, (fig. 9. 30), în maniera propusă de Emm. de Martonne (1948):

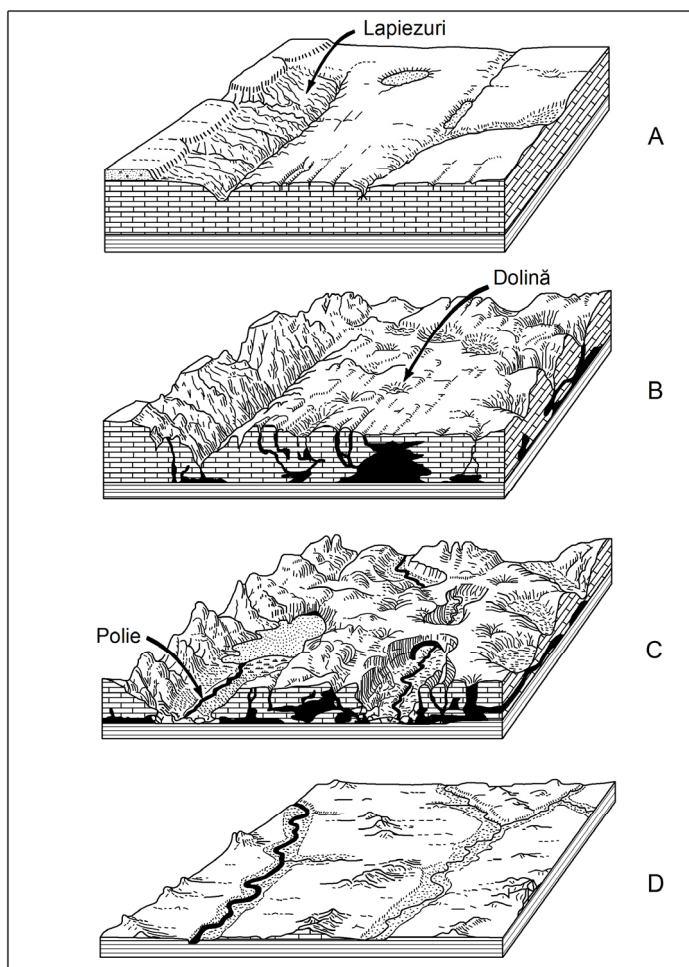


Fig. 8. 30. Stadiile evoluției reliefului carstic: A – primul stadiu (câmpuri de lapiezuri, ponoare, doline); B – al doilea stadiu (doline, uvale, peșteri); C – al treilea stadiu (prăbușiri, văi, polii, subțierea calcarului); D – al patrulea stadiu (Strahler, 1973b, p. 522)

- primul stadiu este definit de prezența lapiezurilor și de pierderea subterană a cursurilor de apă de la suprafață;
- al doilea implică dezvoltarea concomitentă a formelor exocarstice și a celor de endocarstice; circulația de suprafață a apei este înlocuită cu cea subterană;
- al treilea stadiu debutează când procesele de prăbușire fac legătura între formele de suprafață și cele de adâncime, conducând la formarea podurilor și arcadelor naturale;
- ultimul stadiu se remarcă prin apariția câmpiilor de nivelare largi, în cuprinsul cărora se păstrează martori de eroziune.

Sucesiunea stadiilor poate fi întreruptă de factori tectonici sau climatici, care pot determina reluarea și finalizarea modelării carstice, în cu totul alte condiții de morfogenetice, decât cele inițiale; însă, indiferent de situație morfogeneza carstică are o tendință unică și aceasta este îndreptată către consumarea masei de calcare (Mac, 1980a).

Din momentul în care au fost propuse aceste modalități, de evoluție a reliefului carstic, cercetările științifice au progresat semnificativ aducând noi informații. Mă refer aici la interpretarea evoluției morfologiei carstice, atât de la suprafață cât și din profunzime, pe baza ratei denudației carstice. O sinteză a acestei problematice a fost făcută de Ford și Williams, în lucrarea lor din 2007, intitulată *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Conform autorilor citați, cunoașterea ratei denudației carstice este un demers complex, în care trebuie ținut cont pe lângă rata de dizolvare și de rata de denudare sau de eroziune mecanică a rocilor susceptibile la procese. Dintre aceste rate mult mai ușor de estimat este cea de dizolvare, motiv pentru care de multe ori doar ea este luată în considerare atunci când se fac calcule, ceea ce este recunoscut ca o deficiență majoră în cercetarea proceselor carstice (Ford și Williams, 2007). Rezultatele obținute, de autorii citați, arată rata de coborâre a terenului variază de la un loc la altul în funcție de condițiile climatice, de altitudine și tipul calcarului; de exemplu, rata de coborâre variază în felul următor: 3 – 13 mmka⁻¹ (Munții Pennines din nordul Angliei), 6 mmka⁻¹ (Regiunea Burren, din vestul Irlandei), 11 mmka⁻¹ (Munții Maren, din Elveția), 15 mmka⁻¹ (zona ghețarului Svartisen, din Norvegia), 32 mmka⁻¹ (Munții Java, din Indonezia), 36 mmka⁻¹ (Regiunea Leitrim, din vestul Irlandei) și 40 – 70 mmka⁻¹ (în Patagonia) (Ford și Williams, 2007). Cercetarea reliefului carstic, folosind o astfel de metodologie permite reconstituirea evoluției carstice, la scara timpului geologic recent, și estimarea ratei denudare a unor terenuri, alcătuite din calcare, ajunse în câmpul modelării subaerene odată cu topirea ghețarilor din Cuaternar sau prin dezgroparea lor de sub alte depozite geologice, care au fost îndepărtate prin eroziune.

La finalul prezentării întregii game de forme de relief generate de procesele carstice și a modului în care evoluează teritoriile supuse carstificării, se poate concluziona că în morfologia carstică roca este variabila principală, cea care nuanțează mecanismele și procesele în funcție de alcătuirea și structura ei. Cu alte cuvinte, când

vine vorba de modelarea reliefului, calcarul este scos în evidență datorită unei proprietăți a lui, mai rar întâlnită la alte roci din natură, și anume solubilitatea.

Această manieră de prezentare și poziționare a reliefului carstic, în cadrul celui petrografic, consider că nu știrbește nimic din importanța acestei morfologii inedite.

Exista și posibilitatea prezentării lui într-un capitol principal, așa cum au procedat unii cercetători (Coteț, 1971; Mac, 1996; Sharma, 2010; Huddart și Stott, 2010; Shroder, 2013 etc.), care l-au considerat un sistem sau domeniu morfogenetic de sine stătător, de genul celui fluvial, litoral sau glaciatic, având în vedere că și în acest caz este vorba de agentul apă. Nu am procedat în acest mod deoarece în lipsa rocilor carstificabile apa singură nu este în măsură să conducă la o astfel de morfologie, doar prin forța de agent geomorfologic pe care o are. Se pare că cheia succesului, pentru geneza reliefului carstic, se află în rocă, cea care se dizolvă în prezența apei.

Concluzii. Cunoscând gama variată de forme de relief, care se dezvoltă datorită particularităților individuale ale rocilor, se poate afirma că relieful petrografic apare mai degrabă ca unul de detaliu, în cadrul ansamblurilor structurale și morfologice majore.

Relieful petrografic, așa cum a fost prezentat, este rezultatul modului diferit în care rocile își asociază agenții geomorfologici, pentru a le valorifica proprietățile. Asocierea are loc în funcție de următoarele condiții morfogenetice: climat, sol, vegetație, structură etc., ceea ce înseamnă că se vor rezulta forme de relief care diferă substanțial, chiar dacă coordonatele geografice au valori apropiate.

Pentru formarea reliefului petrografic, factorii morfogenetici interni și cei externi se întâlnesc pe un câmp comun reprezentat de rocă. Chiar dacă acesta este considerat un element static, răspunsul său la agenții morfogenetici este foarte variat, dovadă stând în acest sens gama variată de forme de relief rezultată. Diferențele mineralogice existente între roci sau chiar în cazul aceluiași tip de rocă explică caracterul selectiv al modelării realizate de către agenții morfogenetici externi. De exemplu, solubilitatea calcarelor permite apei să acționeze prin dizolvare, rezultând relief carstic, în timp ce pe argile excesul de apă determină producerea alunecărilor de teren.

La fel ca în cazul structurilor geologice, și în situația rocilor, relieful format pe acestea este cu atât mai evident cu cât suprafața pe care se dezvoltă este mai restrânsă, iar agenții morfogenetici mai uniformi. Așa cum se va prezenta în capitolele următoare, pe suprafețe extinse, modelate de agenții geomorfologici externi (fluvial, litoral, glaciatic, eolian etc.), importanța rocilor diminuează. Acesta nu înseamnă că relieful petrografic nu mai prezintă importanță, doar că el va fi perceput ca unul de detaliu în cadrul reliefului fluvial; de exemplu o vale poate să fie asimetrică deoarece versantul drept este abrupt, din cauză că este menținut de o rocă mai dură, în timp ce versantul stâng este mai puțin înclinat datorită prezenței unor roci friabile în componența lui.

CAPITOLUL 10

METEORIZAȚIA

Meteorizația constituie răspunsul rocilor și mineralelor, aflate în echilibru la anumite adâncimi în litosferă, atunci când ele ajung la contact cu atmosfera, hidrosfera și biosfera, răspuns concretizat prin modificarea și distrugerea unor caracteristici mineralogice, în urma căreia se formează depozite cu proprietăți noi și o morfologie specifică (Chorley et al., 1984).

Termenul de meteorizație a fost preluat din limba franceză (*météorisation*) sau portugheză (*meteorização*). Corespondentul lui din limba engleză este *weathering* și semnifică măcinarea rocilor în loc sub acțiunea vremii; termenul de meteorizație mai semnifică modificarea sau transformarea rocii pe loc, fără să fie deplasată.

Transformările la care sunt expuse rocile, aflate inițial în echilibru structural și mineralogic, o dată ajunse în mediu subaerian, constituie replica lor, la noile condiții de presiune, temperatură și umiditate (Mac, 1986). Majoritatea mineralelor, existente în rocile magmato-vulcanice și metamorfice, se formează la temperaturi aproximativ 1.000 °C și presiuni de mii kilopascali (Bridge și Demicco, 2008). Când acestea ajung la suprafața Terrei și sunt expuse la temperaturi medii de 15-25 °C, la presiuni de 1 atmosferă, pe fondul prezenței oxigenului liber și abundent, dizolvat în apele de suprafață și meteorice, rocile se descompune chimic datorită reacțiilor de alterare (Bridge și Demicco, 2008).

Ulterior modificărilor de natură fizică, chimică și biologică echilibrul dintre roci și mediu este menținut prin intermediul scoarței de meteorizație. Odată formată, aceasta este supusă acțiunii agenților morfogenetici externi, care prin eroziunea exercitată îndepărtează orizonturile din componența ei, mai ales de pe interfluvii și versanți, aduce în câmpul lor de acțiune roci proaspete (Mac, 1986).

Rata meteorizației depinde de tipul rocilor, din simplul motiv că textura, structura, granulometria, porozitatea, permeabilitatea, plasticitatea, culoarea și conductibilitatea termică poartă amprenta genezei lor.

10.1. PROCESELE DE METEORIZAȚIE

Raportat la natura agenților morfogenetici, care acționează asupra rocilor, la tipul procesului implicat (fizic, chimic și biologic) și la caracteristicile produselor rezultate, manifestarea meteorizației are loc prin intermediul următoarelor procese: dezagregarea, alterarea și biometeorizația (Bierman și Montgomery, 2013).

Dincolo de prezentarea didactică a lor, acestea sunt complementare, meteorizația debutând cu slăbirea și fragmentarea rocilor, pentru ca apoi să continue cu transformarea acestora în depozite cu caracteristici specifice, de tipul scoarțelor de meteorizație. Acestea au rol de scut de protecție a rocilor in situ (Rădoane et al., 2001), față de acțiunea agenților geomorfologici externi.

10.1.1. Dezagregarea

Constituie procesul de fragmentare a rocilor, din cauza tensiunilor care se acumulează în interiorul lor, sub efectul influențelor exterioare: îngheț-dezgheț, variații de temperatură peste 0 °C, umezire-uscăre, precipitarea unor soluții cu formarea de cristale etc. Dezagregarea mai este denumită și meteorizație fizică. Ea este direcționată de forțe tensionale de natură fizică, ce slăbesc coeziunea rocilor; efectul acestora va fi diferențiat în funcție de caracteristicile rocilor și de modul în care intervin factorii externi în declanșarea și desfășurarea proceselor de dezagregare (Rădoane et al., 2001).

Mecanismele prin intermediul cărora acționează dezagregarea determină doar fragmentarea rocilor, fără să fie schimbată și compoziția mineralogică. În acest mod se generează numai fragmente unghiulare, de dimensiuni diferite, în funcție de proprietățile rocilor afectate. Acestea răspund în funcție de gradul lor de afectare de către: diaclaze, planuri de clivaj, planuri de șistuoșitate, goluri intragranulare etc., care nu fac decât să orienteze procesele de desprindere (Cioacă, 2006).

Dezagregarea din cauza îngheț-dezghețului se produce atunci când au loc variații de temperatură în jurul valorii de 0 °C. Ea este caracteristică teritoriilor în care climatul susține astfel de variații: regiunile subpolare, temperate, în etajele alpin și subalpin etc. Intensitatea dezagregării este controlată de frecvența îngheț-dezghețului și nu de amplitudinea variațiilor termice (Ielenicz, 2005).

Prezența apei în rocile afectate de îngheț-dezgheț maximizează eficacitatea procesului. Odată infiltrată în fisurile rocilor, prin îngheț, apa își mărește volumul cu 9%, la 0 °C (Bridge și Demicco, 2008) și cu 13,5% la -22 0 °C (Sharma, 2010).

Scăderea temperaturii, de la exterior spre interior, determină ca sensul de îngheț al apei din roci să fie același. Pana de gheață, astfel formată, va acționa precum o daltă, contribuind prin repetarea procesului, la desfacerea în bucăți a blocurilor de rocă (fig. 10. 1). Acest lucru este posibil în condițiile în care presiunea apei înghețate asupra rocilor ajunge la 2.100 kg/cm² (Sharma, 2010). Alături de fisurile existente, acțiunea ritmică, a îngheț-dezghețului, conduce inclusiv la formarea altora noi, care vor înlesni în continuare intrarea apei în profunzimea rocilor.

Eficacitatea apei care îngheață este deosebit de mare deoarece punctele de maximă (4 °C) și minimă densitate (0 °C) și cele de minim (4 °C) și de maxim volum (0 °C) sunt

atât de apropiate, încât pot fi atinse printr-o variație mică a temperaturii, ceea ce face ca schimbarea de stare, de la lichid la solid, să se realizeze violent (Tufescu, 1966a).

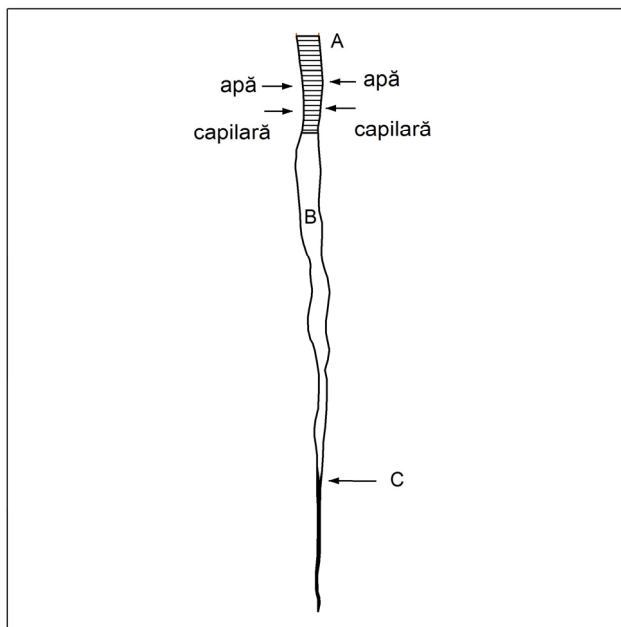


Fig. 10. 1. Propagarea înghețului în substrat sub forma unor pene: A – dopul de gheață; B – apă pe cale de înghețare; C – fisurarea substratului sub efectul presiunii (Mac, 1986, p. 43)

Procesul de îngheț-dezgheț și efectul acestuia diferă, de la un loc la altul, în funcție de: ritm, frecvență, intensitate și durata perioadei în care acționează. Mai trebuie adăugat că eficacitatea lui diferă în funcție de proprietățile rocilor, cele care le fac mai mult sau mai puțin susceptibile la îngheț-dezgheț. Un rol important îl are vegetația și gradul de acoperire a terenului cu aceasta, în sensul că prezența ei atenuează contrastele și prin urmare dezagregarea.

Dezagregarea prin intermediul îngheț-dezghețului a fost desemnată, de-a lungul timpului, prin diverși termeni. Dintre aceștia s-a impus cel de *gelifracție*, în urma lui rezultând gelifractele; mai trebuie menționat că în cadrul procesului de îngheț-dezgheț, faza activă este îndeplinită de îngheț (Rădoane et al., 2001). Fragmentele de rocă rezultate în urma îngheț-dezghețului, denumite și *detritus*, se pot acumula sub forma unor grohotișuri, compuse din sfărâmaturi colțuroase, la baza versanților.

Suprafețele cele mai afectate de îngheț-dezgheț, de obicei zilnic (dacă au expoziție sudică), sunt cele din zonele reci, din proximitatea limitei zăpezilor permanente și de pe suprafețele unde vegetația lipsește (Roșian, 2017). Toate acestea demonstrează că importantă este ritmicitatea accentuată a proceselor și nu durata lor, în sensul că eficiența contrastului dintre vară și iarnă, în zona temperată, are o importanță redusă.

Dezagregarea datorită variațiilor de temperatură peste 0 °C prezintă eficiență maximă în regiunile cu climat arid, semiarid și temperat excesiv, caracterizate de amplitudini diurne ale temperaturii de peste 30 °C. Insolația intensă caracterizează și teritoriile montane înalte, cu aer rarefiat, îndeosebi în perioadele lipsite de nebulozitate. Asemenea condiții nu permit dezvoltarea semnificativă a învelișului de sol și a celui vegetal, motiv pentru care rocile sunt supuse radiației solare directe. De exemplu, în deșerturile calde, datorită uscăciunii aerului, înainte de răsăritul soarelui temperaturile coboară spre 0 °C, pentru ca în doar câteva ore să ajungă la valori de peste 50 °C, supraîncălzind rocile. Se ajunge în urma încălzirii ca partea exterioară a unei roci să se dilate cu 0,5 – 1%, ceea ce înseamnă că o placă de rocă de 1 m² își poate mări suprafața cu 5 – 10 cm², ceea ce nu este puțin (Josan, et al., 1996).

Propagarea radiației solare în substratul geologic este condiționată de: umiditatea aerului, conductivitatea termică a rocilor, gradul de acoperire cu vegetație, stadiul de formare a solului etc. Adâncimea până la care pătrund radiațiile solare în roci este de până la 0,5 m, fapt care determină ca oscilațiile termice provocate de ele să fie mai reduse decât cele provocate de variația temperaturii aerului (Mac, 1986).

Variațiile radiațiilor solare, împreună cu căldura asociată lor, determină în mod repetat dilatarea și contractarea rocilor, fapt care pe termen lung le slăbește coeziunea.

La începutul zilei încălzirea rocilor începe de la partea exterioară, comparativ cu care interiorul rămâne mai rece. În aceste condiții dilatarea exterioară tinde să fie frânată de forțe de coeziune interioare (Warke, 2013). Pe această cale rezultă fisuri paralele cu suprafața rocii, care vor conduce la separarea părții exterioare de cea interioară.

În cursul nopții, partea exterioară a rocilor este cea care se răcește prima și se contractă mai tare, comparativ cu cea interioară, care rămâne mai caldă. Reluarea procesului determină formarea de fisuri dispuse perpendicular pe suprafața rocii. Existența celor două tipuri de fisuri, paralele și perpendiculare, cu suprafața rocii, provoacă desfacerea rocii în bucăți (fig. 10. 2).

Cele mai susceptibile roci la acest tip de dezagregare sunt granitele, dioritele, conglomeratele și alte roci asemănătoare. În situația în care rocile menționate intră în componența unor forme de relief mai proeminente, de tipul abrupturilor, fragmentele rezultate în urma dezagregării se acumulează sub forma unor grohotișuri, care au printre altele rol de ecran protector al rocile neafectate de meteorizație (Roșian, 2017).

Dezagregarea prin umezire-uscare afectează mai ales rocile argiloase și marnoase, care fiind avide de apă o înmagazinează, iar apoi oferă condiții procesului de evaporare. Se remarcă în acest sens reacția argilelor care conțin montmorillonit. În prezența apei, pe care o absorb repede, ele gonfleză și își măresc volumul cu peste 20%.

Aceste procese caracterizează regiunile semideșertice, dar și pe cele cu climat temperat continental, care au substratul alcătuit din argile, marne sau depozite argiloase. În intervalele cu umiditate argila se îmbibă cu apă, își mărește volumul, iar

stratele de la exterior gonflează; lucrurile se petrec în sens invers în perioadele secetoase, când prin pierderea apei din argilă, prin evaporare au loc reduceri de volum, soldate cu dezvoltarea crăpăturilor în rețea poligonală (Ielenicz, 2005). În cele din urmă rezultă plăci argiloase și așchii subțiri curbate, cu grosime de sub 1 cm, și lățimi de zeci de centimetri, denumite coșcove, care pe măsura accentuării uscăciunii, continuă să se fragmenteze, până la stadiul de praf grosier (Ielenicz, 2005).

Dezagregarea cauzată de formarea cristalelor prin precipitare. Alături de cristalele de gheață, datorate înghețului, în roci se formează și cristale rezultate în urma precipitării diverselor substanțe (cloruri, nitrați etc.), din soluțiile care circulă pe suprafața terestră. Ele se pot localiza în fisuri, pe care le măresc odată cu repetarea procesului, determinând dezagregarea rocilor. La acumularea cristalelor din soluții contribuie și circulația apei prin capilare; acest lucru este posibil atunci când frontul de capilaritate ajunge la suprafața rocilor (Gutierrez, 2005).

Formarea cristalelor, pe baza sărurilor din soluție, contribuie la dezagregare prin conjugarea a trei tipuri de stress: stress datorat creșterii cristalelor în soluție, stress termic generat de cristalizarea sărurilor în spații limitate și stress datorită hidratării (refacerea rețelei cristaline a apei) (Rădoane et al., 2001).

Dezagregarea de acest tip devine eficientă în condiții climatice aride și semiaride. Migrarea sărurilor spre suprafață este însoțită de cristalizări și recristalizări, care dezvoltă presiuni în roci, contribuind la fragmentarea lor (Huddart și Stott, 2010). Un rol important îl are apa din ploile rare, din rouă sau din ceață, care pătrunzând, pe timpul nopții, în fisurile rocilor se încărcă cu săruri, pe care le dizolvă până la saturare; ziua, prin încălzirea rocii și evaporarea apei, soluțiile devin supraconcentrate creându-se condiții pentru cristalizare, proces în urma căruia au loc creșteri de volum și tensiuni asupra pereților fisurilor, inițial la suprafață, iar apoi și în adâncime (Ielenicz, 2005).

Toate acestea susțin că rata meteorizației este influențată pe de o parte de valoarea temperaturii, deoarece o dată cu creșterea ei se accelerează concentrarea soluțiilor și dezvoltarea cristalelor (Mac, 1986), iar pe de alta de variația ei în jurul punctului de precipitare, specific fiecărei soluții în parte.

Prezența activităților antropice determină ca în sit-urile poluate, din cauza prezenței SO₂ și a altor poluanți în atmosferă, precipitațiile să devină acide și în consecință agresive la adresa rocilor puse pe fațadele clădirilor și a monumentelor (Huggett, 2017).

Geometria dezagregărilor. Indiferent de mecanismele prin care are loc dezagregarea, forma elementelor rezultate este asemănătoare. Cele mai des întâlnite tipuri de dezagregare, sub aspectul morfologiei generate sunt următoarele (Strahler, 1973b):

- **dezagregarea granulară** reprezintă descompunerea rocilor în granule de tipul grăunților, asemănători cu nisipul și pietrișul (fig. 10. 2). Este specifică rocilor

alcătuite din minerale de dimensiuni mari, cum sunt cele intrusive, granitoide și sedimentare clastice grosiere;

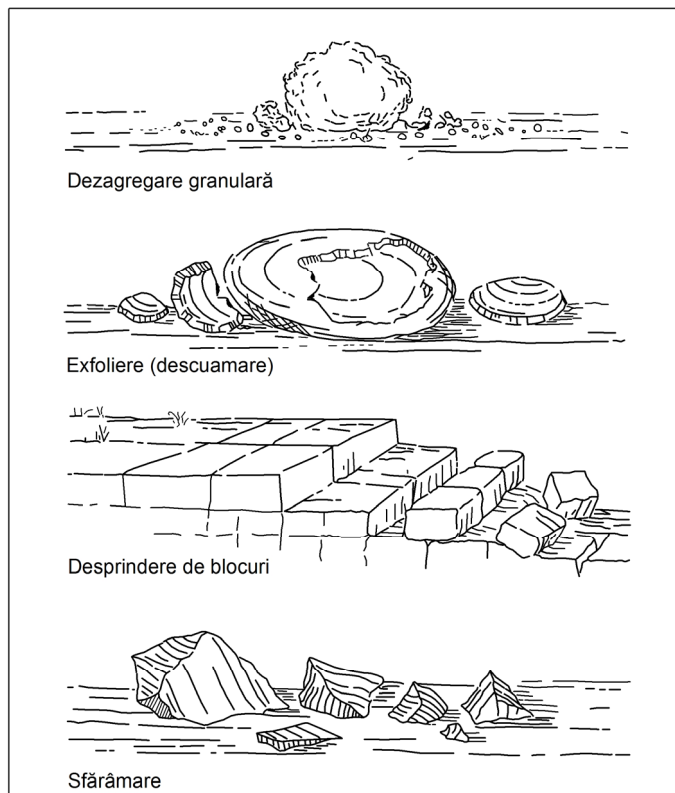


Fig. 10. 2. Diferite tipuri de dezagregare (Strahler, 1973b, p. 373)

- **exfolierea** sau descuamarea se produce când are loc desprinderea unor învelișuri din fragmente de rocă de formă; ea afectează mai ales bazalte și pe gresii;
- **desfacerea** în blocuri are loc pe crăpături preexistente și afectează rocile fisurate mecanic încă din timpul genezei lor (platourile bazaltice, coloanele prismatice etc.);
- **sfărâmarea** este consecința dezagregării rocilor dure, masive, pe suprafețe de rupere; în urma ei se generează fragmente unghiulare, cu muchii și colțuri ascuțite (Strahler, 1973b).

10.1.2. Alterarea

Include procesele de meteorizație care provoacă descompunerea chimică a rocilor și mineralelor în compuși noi și produse specifice (Yatsu, 1988; Summerfield, 1991; Schaetzel și Anderson, 2005); dintre acestea se remarcă argilele, compușii acizi

solubili și diversele tipuri de ioni (Schaetzel și Anderson, 2005). Formarea lor implică afectarea și modificarea structurii mineralogice și chimice a rocilor. Alterarea, care se mai numește meteorizația chimică, are o intensitate mai mare în condițiile climatelor calde și umede. Unele reacții chimice, care stau la baza proceselor de alterare, își dublează rata la o creștere a temperaturii cu 10 °C (Josan et al., 1996).

Agentul esențial care stă la baza proceselor de alterare este apa. Ea acționează ca un solvent și disociază compușii naturali din substrat. Proprietatea de solvent este dată de diferența dintre electronegativitatea hidrogenului și cea a oxigenului (Grecu și Palmentola, 2003).

Cele mai predispuse la alterare sunt rocile metamorfice și cele magmato-vulcanice, deoarece sunt mineralogic neomogene și conțin multe elemente chimice, care intră ușor în reacție cu cele din aer și din soluțiile pe bază de apă, care circulă prin substratul geologic (Chorley et al., 1984). În același tip, alterarea devine dominantă când sunt prezente minerale cu o densitate scăzută, când particule din ce în ce mai fine măresc suprafața de contact a rocii cu agenții geomorfologici externi, când materialele sunt mobile, când volumul rocilor crește în urma eforturilor și stresurilor venite din exteriorul lor etc.

De asemenea, o variabilă importantă este mărimea suprafeței expuse, existând diferențe semnificative între o masă de rocă compactă și una cu volum identic, dar puternic fisurată și crăpată; în a doua situație suprafața pe care acționează gazele și apa încărcată cu diverși acizi, este mult mai mare și efectele se vor amplifica și ele (Ielenicz, 2005).

Procesul de alterare are loc prin mijlocirea următoarelor substanțe: gaze (bioxid de carbon, oxigen, dioxid de sulf, fum etc.), apă (are atât un rol direct, de solvent, cât și de vehiculare a celorlalte substanțe), săruri (cloruri, sulfati, nitrați etc.) (Mac, 1986).

Rocile sunt afectate de alterare și în mediul subacvatic, unde procesul predominant este halmiroliza (Grecu și Demeter, 1997).

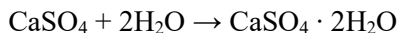
Procesul de alterare a rocilor are loc îndeosebi prin intermediul următoarelor mecanisme: hidratarea, dizolvarea, oxidarea, carbonatarea și hidroliza.

Hidratarea reprezintă procesul de transformare a mineralelor anhidre, sub acțiunea apei, în minerale hidratate (Josan et al., 1996). Conform sursei citate, hidratarea conduce la saturația cationilor periferici, ceea ce determină afânarea părții marginale a cristalelor; în acest mod, apa depusă împiedică atragerea reciprocă a ionilor din rețea (încărcați diferit), slăbind coeziunea rocii.

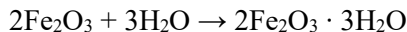
Prezența apei de constituție, în rețeaua de cristale, determină modificări de natură fizică (ale volumului și masei), chimică, dar și mineralogică (transformarea mineralelor existente în rocă în unele noi, de tipul cristalohidraților).

Compoziția chimică a apei favorizează legături ușoare cu mineralele averse de apă, ceea ce determină umezirea rocilor și slăbirea coeziunii elementelor constitutive

(Sharma, 2010), având ca rezultat distrugerea mineralelor. Spre exemplificare poate fi menționată convertirea anhidritului în ghips, proces care are loc după următoarea formulă:



Transformarea hematitului în limonit are loc prin intermediul aceluiași proces de hidratare:



Hidratarea, pe lângă modificările de volum care le produce, este însoțită de degajarea de căldură, ceea ce determină o adaptare continuă a rocilor la condiții noi, inclusiv de presiune. De exemplu, în cazul ghipsului mărirea volumului poate fi de până la 60%, ceea ce duce la apariția cutelor false (Josan et al., 1996).

Reacțiile menționate sunt exotermice și reversibile, cu precădere în teritoriile cu climat cald și umed, unde deshidratarea însoțește hidratarea; toate acestea vin să confirme caracterul schimbabil al rocilor și mineralelor în natură (Mac, 1986). În aceleași climate calde și umede formarea gruss-ului, are loc datorită hidratării, cea care crescând presiunea prin creșterea volumului rocilor, determină fărâmițarea lor, chiar și fără alte modificări prealabile (Josan et al., 1996). Conform autorilor citați, inclusiv silicații sunt afectați de hidratare, ei transformându-se în silicați hidrați și în hidrați; de exemplu, ortoza trece în caolinit, silicatul de magneziu din peridotite se transformă în serpentin și talc, iar piroxenii, amfibolii și biotitul dau cloritul, care conferă culoarea verde rocilor.

Dizolvarea este trecerea unei substanțe în soluție, fără modificarea naturii chimice (Grecu și Palmentola, 2003). Dizolvarea este influențată de prezența în apă a ionilor de H^+ și OH^- , cei care dau valoarea pH-ului. Puterea de dizolvare a apei crește o dată cu cea a temperaturii; de exemplu la temperatura de 10 °C apa are o putere de dizolvare de două ori mai mare, decât la temperatura de îngheț (Josan et al., 1996).

Pentru geneza reliefului prezintă importanță cunoașterea dizolvării rocilor sau a elementelor solubile ale acestora în apă și soluțiile care circulă prin substratul geologic. În categoria celor mai solubile roci se includ: sarea, gipsul, calcarul, dolomitul etc. Așa cum am prezentat în cadrul capitolului rezervat reliefului petrografic, efectul dizolvării asupra rocilor va fi influențat de: climat, altitudine, sol, vegetației și activități antropice.

Apa devine cu atât mai eficace, în procesul de dizolvare, cu cât este mai încărcată cu alte substanțe, cum ar fi CO_2 și acizi rezultați din descompunerea materiei organice (acidul carbonic, acidul sulfuric, acidul azotic etc.). Chiar dacă unele roci sunt dizolvate ușor și rapid de către apă, așa cum sunt sarea și ghipsul,

formele de relief rezultate nu sunt stabile și nu se mențin ca atare timp îndelungat. O situație total diferită se înregistrează în masivele alcătuite din calcar și roci similare, unde chiar dacă dizolvarea este mai lentă, formele de relief generate se păstrează la scara timpului geologic; în acest caz, apa încărcată cu bioxid de carbon formează o soluție slab acidă, care dizolvă și preia calciu din calcar (Ielenicz, 2005).

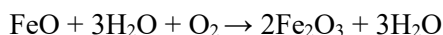
Acționând împreună cu celelalte procese de alterare, dizolvarea predomină în teritoriile în care apa se încarcă repede cu bioxid de carbon, precum și în cele în care circulă ușor prin depozitele geologice.

Oxidarea reprezintă procesul chimic în urma căruia oxigenul, din aer sau apă, acționând asupra metalelor sau compușilor acestora, existenți în roci, îi transformă în oxizi și hidroxizi; chiar dacă aceștia sunt mai stabili decât elementele din care au provenit, sunt mai solubili și expuși dizolvării (Huddart și Stott, 2010). În acest mod mineralele pierd electroni în favoarea ionilor de O_2 din soluție (Josan et al., 1996). Dintre metale fierul este cel mai susceptibil la oxidări și reduceri.

Intensitatea oxidării este influențată și de temperatura apei, cea rece având mai mult oxigen, comparativ cu cea caldă. În același timp, anumite roci, cum sunt cele metamorfice și magmatice, formate în condiții cu puțin oxigen, sunt mai susceptibile la procesul de oxidare (Chorley et al., 1984). Ca exemplu se poate menționa oxidarea olivinei:



Procesul de oxidare determină formarea hidroxidului de magneziu, acidului silicic și oxidului de fier. Ultimul intră în continuare în reacție și formează limonitul ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$):



Reacțiile de mai sus dovedesc că unul dintre cele mai susceptibile elemente la oxidare este fierul. Acesta fiind un component bivalent, prin oxidare devine trivalent, fiind eliberat din roci și formând hematitul (Fe_2O_3). Rocile afectate de astfel de reacții capătă diverse nuanțe de galben și roșu.

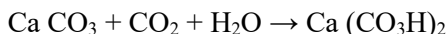
Identificarea reacțiilor de oxidare poate avea loc și după culoarea substanțelor care precipită: vișiniu până la portocaliu pentru oxizii de fier, negru pentru cei de mangan, verzui și albastru pentru diverși sulfati (Ielenicz, 2005).

Cele mai intense reacții de oxidare au loc în zona caldă și umedă, unde sărurile de fier, siliciu și mangan formează cruste specifice.

Carbonatarea reprezintă acțiunea apei încărcate cu bioxid de carbon asupra rocilor. Împreună cu apa, bioxidul de carbon se transformă în acid carbonic (H_2CO_3), care acționează prin coroziune asupra carbonatului de calciu din roci.

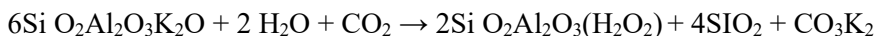
Dintre rocile susceptibile la carbonatare se remarcă: calcarul, dolomitul, travertinul, creta etc. Soluția acidă, care interacționează cu aceste roci, preia din ele elemente lor constitutive sub formă de carbonați sau bicarbonați, care apoi sunt ușor de dislocat (Bierman și Montgomery, 2013).

Pe calcarelor și roci similare procesul de carbonatare determină formarea reliefului carstic, conform reacției:



Bicarbonatul de calciu format, fiind ușor solubil, este îndepărtat, iar în locul lui rămân goluri carstice, care intră în componența reliefului carstic. Când apa devine supraîncălzită cu bicarbonat de calciu, el precipită și se depune sub formă de: stalactite, stalagmite, draperii etc.

Procesul de carbonatare afectează și feldspații, proces în urma căruia se formează caolin, așa cum se întâmplă în cazul ortozei ($6\text{Si O}_2\text{Al}_2\text{O}_3\text{K}_2\text{O}$) din care rezultă silice (SiO_2) și carbonat de potasiu (CO_3Ca_2):



După această transformare urmează stadiul bauxitic sau lateritic, în urma căruia caolinul se descompune în oxid de aluminiu (bauxită) și opal (Mac, 1986); conform autorului citat, prin descompunerea feldspaților din rocile vulcanice acestea se distrug. În situația unei cantități mari de feldspat în rocile supuse carbonatării se formează caolin; în caz contrar are loc doar separarea unor minerale de altele, formându-se de exemplu din blocurile de granit doar arena granitică.

De cel mai multe ori, procesul de carbonatare se manifestă împreună cu hidroliza, în condiții de climat cald, sau cu dizolvarea, în condiții climatice mai reci (Ielenicz, 2005).

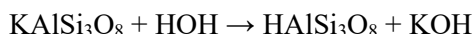
Hidroliza constituie procesul chimic de disociere a unei sări dizolvate în apă, în baza și acidul din care au provenit (Mac, 1986). O astfel de relație provoacă desfacerea apei în cationul H^+ și anionul OH^- . Ulterior aceste elemente au posibilitatea să se combine cu acidul și baza care alcătuiau sarea respectivă. Hidroliza are rol important în descompunerea silicaților, care chiar dacă par insolubili, cationii lor periferici au tendința de a efectua schimburi cu ionii de H^+ rezultați din disocierea apei (Josan et al., 1996).

Aceste reacții sunt specifice regiunilor cu climat cald și umed, unde se manifestă îndeosebi pe roci magmato-vulcanice și metamorfice, care conțin silice și feldspați (Chorley et al., 1984). Hidroliza fiind un proces lent, manifestarea lui are loc de-a lungul mai multor faze, în care se elimină din roca inițială elemente de bază, rezultatul final fiind modificarea treptată a compoziției chimice; într-o primă fază

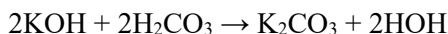
din roci sunt separați Na, Ca și K, care vor forma hidroxizi, ce vor fi și ei îndepărtați sub formă de carbonați solubili; ulterior se elimină și alte elemente printre care și siliciul, pentru ca în final să rămână o masă bogată în oxizi și hidroxizi de fier și aluminiu (bauxita, lateritul), care se remarcă prin colorit (portocaliu, vinețiu, roșu) și consistență (Ielenicz, 2005).

Dintre elementele existente în componența rocilor, cel mai susceptibil la astfel de reacții este silicatul (sare a acidului silicic, care intră în compoziția multor minerale). Din silicații feromagnezieni olivinele, piroxenii și amfibolii hidrolizează ușor și formează substanțe secundare cum sunt talcul și serpentina (Grecu și Palmentola, 2003).

Spre exemplificare poate fi dată alterarea feldspaților și a micii, în urma căreia se produce ortoclaz și hidroxil:



Acidul alumosilicic format este instabil, din el se produce silice coloidală și complex coloidal, din care pot rezulta minerale argiloase (Mac, 1986). Hidroxilul (KOH) rezultat în reacție, în prezența bioxidului de carbon, formează carbonatul de potasiu:



În mediu, hidroliza se asociază frecvent cu oxidarea, carbonatarea și hidratarea.

Mineralele formate în urma reacțiilor de oxidare, carbonatare și hidroliză sunt mai ușor de atacat de procesele fizice și chimice specifice meteorizației (Mac, 1986). Toate aceste procese, prin manifestarea lor specifică afectează mase mari de rocă, de la suprafața scoarței terestre, pregătindu-le pentru eroziune.

10.1.3. Biometeorizația

Existența viețuitoarelor în toate mediile externe de viață, dar și în scoarța terestră, de unde extrag diverse elemente minerale și apă, nu rămâne fără efect asupra rocilor (Roșian, 2017). Plantele și animale intervin într-o manieră specifică în procesul de meteorizație a rocilor. Procesul este numit biometeorizație sau meteorizație biologică.

Biometeorizația este atât de natură fizică, datorită prezenței organismelor superioare, cât și de natură chimică, ca rezultat al prezenței organismelor inferioare (Rădoane et al., 2001).

În categoria procesele de biometeorizație se remarcă următoarele: biodezagregarea (dezagregarea sau fragmentarea mecanică datorită viețuitoarelor) și bioalterarea (alterarea datorită viețuitoarelor).

Biodezagregarea rocilor se face îndeosebi de către plante prin intermediul rădăcinilor (Huggett, 2017). Ele au o putere mare de pătrundere în fisurile și crăpăturile rocilor, pe care le dislocă și le fragmentează mecanic, datorită procesului biologic de creștere. Presiunea rădăcinilor în interiorul fisurilor din roci poate ajunge la valori de 30 – 50 kg/cm² (Josan et al., 1996). Într-adevăr valorile sunt mai reduse decât în cazul penelor de gheață, dar acțiunea rădăcinilor este continuă.

Prin fixarea pe substrat plantele contribuie la dezagregarea directă a lui, iar prin faptul că secretă o serie de produse în urma activităților biologice, la dezagregarea indirectă (Mac, 1976).

La rândul lor, și animalele care viețuiesc în substrat acționează asupra lui pentru: căutarea hranei, realizarea cuiburilor și săparea galeriilor. De pildă, în zona caldă, coloniile de termite fărâmițează volume apreciabile de rocă pentru edificarea mușuroaielor (Butler, 2007). Prin intermediul acestora apa și aerul pătrund în substrat la adâncimi și în cantități mult mai mari, decât o puteau face în lipsa acțiunii viețuitoarelor. În lucrarea intitulată *Zoogeomorphology. Animal as geomorphic agents* (Butler, 2007) sunt prezentate exhaustiv modalitățile în care animalele, începând de la nevertebrate și până la mamifere, intervin la nivelul substratului geologic, transformându-l și generând forme de relief inedite, care au importanță în manifestarea proceselor specifice și în geneza scoarței de meteorizație.

Bioalterarea se manifestă în urma producerii următoarelor activități: eliberarea de bioxid de carbon în urma putrezirii organismelor; secreții de acid carbonic și humic de către rădăcini, cu ajutorul cărora plantele atacă mineralele, pentru procurarea hranei; acțiunea bacteriilor autotrofe asupra mineralelor din roci pentru a se hrăni; fixarea azotului din atmosferă în organisme, care în timpul descompunerii acestora se eliberează sub formă de amoniac, pe care apoi bacteriile de nitrificare, prin oxidare le transformă în acid azotic, ce atacă mineralele din roci; extragerea mineralelor din roci de către licheni (Mac, 1976; Cioacă, 2006), menținerea umidității în substrat întreținând astfel alterarea. De asemenea, prezența viețuitoarelor are și un rol indirect, prin inhibarea unor procese geomorfologice, în condițiile în care vegetația se interpune ca o barieră între substrat și atmosferă. Gradul de participare a viețuitoarelor la procesul de meteorizație variază de la maximum posibil din pădurile ecuatoriale, până la a deveni neglijabilă în teritoriile deșertice (Roșian, 2017).

Se poate concluziona că meteorizația nu are la bază, pe o anumită suprafață de teren, doar unul sau două procese sau mecanisme. Ea reprezintă de cele mai multe ori o combinație între acestea. De exemplu, alterarea avansează lesne pe contactele dintre strate, pe planurile de șistuoșitate și pe diaclazele evidențiate de către dezagregare, beneficiind de un avans în distrugerea rocilor pe aceste direcții (Posea et al., 1976). În sens invers, transformările chimice care au loc la nivelul rocilor determină schimbări de volum, dilatări, contractări, care prin presiunile create, conduc la dezagregare.

10.2. PRODUSELE METEORIZAȚIEI

În urma proceselor menționate se formează mai multe produse specifice, ce pot fi grupate în două categorii: formele de relief reziduale și scoarța de meteorizație.

10.2.1. Formele de relief reziduale

Principală trăsătură a acestora este dată de faptul că în urma proceselor de meteorizație ele primesc o dispunere pe verticală. Dintre acestea se remarcă următoarele (Mac, 1976):

- **vârfurile piramidale** sunt proeminente care s-au format îndeosebi datorită dezagregării; ele au formă de coloane, turnuri și colți, fiind bine păstrate pe roci magmato-vulcanice și conglomeratice; în România se întâlnesc în: Munții Bihor, Trascău, Bucegi, Ciucaș, Rarău etc.;

- **crestele** s-au format prin intersectarea versanților, din cauza proceselor de dezagregare; astfel de creste există în Munți Făgăraș, Retezat, Parâng etc. Un rol important în geneza lor îl au procesele glaciare din Cuaternar, cele care au generat formarea unor custuri înguste, care în actualele condiții își continuă evoluția prin aportul proceselor de îngheț-dezghet, ce stau la baza dezagregărilor actuale;

- **blocurile oscilante**, de tipul ciupercilor, babelor și sfincșilor, sunt proeminente morfologice, formate în roci alcătuite din strate cu durități diferite;

- **strungile, porțile și alveolele** au aspectul unor spații goale formate în urma dezagregării și evacuării materialelor meteorizate prin cădere și rostogolire;

- **blocurile sferoidale și domurile de exfoliere** - se formează mai ales pe granite și sunt rezultatul meteorizării unor depozite cu structură concentrică (de exemplu Basket Dome, din Parcul Național Yosemite, California, SUA);

- **tafoni** - sunt scobituri semisferice de diferite forme, provenite în urma alterării diferențiate a rocilor rezistente la meteorizație; se formează îndeosebi pe granite, așa cum s-a menționat în capitolul aferent reliefului petrografic.

10.2.2. Scoarța de meteorizație

În cazul de față am preferat utilizarea termenul de scoarță de meteorizație, în detrimentul celui de scoarță de altare, care este prea restrictiv, în sensul că la formarea unei scoarțe de meteorizație nu participă doar procese de alterare, ci sunt prezente și elemente rezultate în urma dezagregării (Roșian, 2017).

Scoarța de meteorizație este stratul superficial de la suprafața Terrei, în care roca, aerul, apa și viețuitoarele sunt într-o permanentă interacțiune, pe fondul unor condiții climatice variate, contribuind la formarea de noi compuși minerali și organici, prin

transformarea mineralelor inițiale (Grecu și Palmentola, 2003). Scoarța de meteorizație are aspectul unei cuverturi care acoperă formele de relief existente. Ea prezintă diferențieri atât în secțiune cât și teritorial în funcție de tipul de climat, învelișul de sol, tipul vegetației, modul de utilizare al terenurilor etc. (Chorley et al., 1984).

Deoarece scoarța de meteorizație este alcătuită din elemente de dimensiuni variabile, de la particule fine, până la blocuri de piatră, separate de goluri, permite circulația gravitațională și capilară a apei, circulația aerului, precum și dezvoltarea plantelor (Ielenicz, 2005). Autorul citat menționează că, scoarței de meteorizație îi este specifică o dublă mobilitate: prima se referă la deplasarea lentă a particulelor componente prin intermediul circulației apei, înlesnită de modificările de volum datorate variațiilor climatice (ea este specifică suprafețelor cu declivitate redusă, acoperite de o scoarță de meteorizație groasă); a doua formă de mobilitate necesită suprafețe înclinate, pe care apa scursă din precipitații să antreneze materiale din orizonturile superioare ale scoarței de meteorizație, pe care apoi să le depună la partea inferioară a versanților sau să fie transportate de râurile din vecinătate.

Elementele componente ale scoarței de meteorizație. La modul general scoarța de meteorizație este alcătuită din: mineralele relict, compuși coloidal și mineralele de neoformație (Grecu și Palmentola, 2003).

Mineralele relict sunt elementele primare ale materialului parental, care nu au fost afectate de meteorizație. Acestea sunt în măsură să indice natura petrografică a rocii inițiale, așa cum o face zirconul, turmalina, cuarțul etc. În categoria lor mai intră și fragmentele din roca inițială, ce nu s-au alterat sau sunt pe cale de alterare, așa cum sunt feldspații, mica și piroxenii (Grecu și Palmentola, 2003). Compuși respectivi se întâlnesc sub formă de particule grosiere, care formează scheletul scoarței de meteorizație. În cazul unei alterări puternice, chiar și cei mai rezistenți constituenți suferă modificări ce duc la mărunțirea lor (Grecu și Demeter, 1997).

Compușii coloidal sunt instabili în timp și au aspectul unor geluri; sunt tipici scoarțelor de meteorizație recente. Mineralogic aparțin silicei, oxizilor, hidroxizilor, carbonaților și mai rar silicaților (Grecu și Palmentola, 2003). Coloizii, împreună cu elementele electrolitice, sunt soluții care circulă prin scoarța de meteorizație, în care sunt dizolvate și elemente instabile (Li, Na, Cl, CO₂, SO₄, NO₃) și elemente greu stabile (Al, Fe, Si, P) sub formă de cationi și anioni (Grecu și Palmentola, 2003).

Mineralele de neoformație au caracter autigen și rezultă din oxidarea, hidroliza, carbonatarea și hidratarea unor compuși prezenți în rocile supuse meteorizației (Grecu și Palmentola, 2003). Mineralele din această categorie sunt caracterizate de o maximă stabilitate, la suprafața scoarței terestre, și sunt reprezentate de: oxizi (Fe₂O₃, MnO₂); hidroxizi - Al(OH)₃, AlOH, Fe(OH)₂, Mn(OH)₄; silicați (minerale argiloase de tipul caolinului, montmorillonitului, illitului etc.); minerale serpentinite, carbonați (CaCO₃, FeCO₃); sulfati (CaSO₄ · 2H₂O) (Grecu și Palmentola, 2003).

Structura scoarței de meteorizație, analizată în profil transversal, prezintă o succesiune de orizonturi, cu granulometrie care variază de la fină, la suprafață, până la grosieră, la contactul cu roca de bază nealterată (fig. 10. 3). Principalele orizonturi din componența ei sunt următoarele (Mac, 1986; Ielenicz, 2005):

- **orizontul de sol** se formează în urma procesului de pedogeneză, cel în urmă căruia din resturile vegetale și roca meteorizată rezultă solul;
- **orizontul argilos** este localizat la partea superioară și are grosimi variabile; compoziția chimică este dictată de rocile pe baza cărora s-a format și de climat;
- **orizontul argilo-detritic** are în componență alături de argilă și fragmente mai grosiere de rocă (detritus);
- **orizontul cu detritus** este constituit predominant din fragmente mai mari de rocă care dimensional tind spre blocuri colțuroase dispuse neregulat în profil;
- **rădăcina scoarței de alterare** sau orizontul de degradare a rocii - este localizat deasupra rocii de bază; trecerea spre acest orizont este una neuniformă având loc prin intermediul venelor și a pungilor de alterare prezente de-a lungul fisurilor.

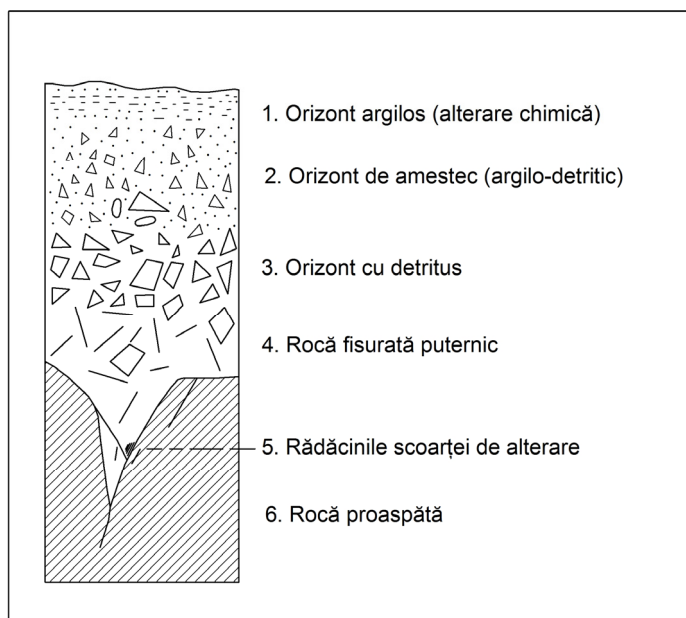


Fig. 10. 3. Structura scoarței de meteorizație (Posea et. al., 1976, p. 127)

Comparativ cu profilul prezentat, care este unul integral, în funcție de particularitățile locale unele orizonturi pot lipsi, iar altele se pot repeta. Grosimea scoarței de meteorizație variază și ea indicând intensitatea meteorizației și rata de evacuare a materialelor. Cea din urmă depinde în special de tipul rocii, pantă și climat. Raportat la pantă cu cât valoarea acesteia este mai mare, cu atât mai rapidă va fi evacuarea, ceea ce permite în continuare o meteorizație mai intensă (Posea et

al., 1976), prin aducere în câmpul agenților specifici a noi orizonturi de rocă; în aceste condiții grosimea scoarței de meteorizație este redusă. La extremitatea opusă se află terenurile plane și cvasiorizontale din zona caldă și umedă, unde scoarța de meteorizație ajunge la grosimi de peste 100 m.

Trecerea de la scoarța de meteorizație la roca in situ poate fi: *de tranziție* (diferențele se evidențiază doar la nivelul alcătuirii mineralogice, nefiind prezent un contact vizibil), *tranșant* (pe o distanță de câțiva mm), *gradat* (are loc creșterea gradată a dimensiunii produselor de meteorizație) și *neregulat* (caracterizat de variații ale adâncimii de la câțiva centimetri la câțiva metri, așa cum este în cazul scoarțelor de meteorizație formate pe granite) (Chorley et al., 1984) (fig. 10. 4).

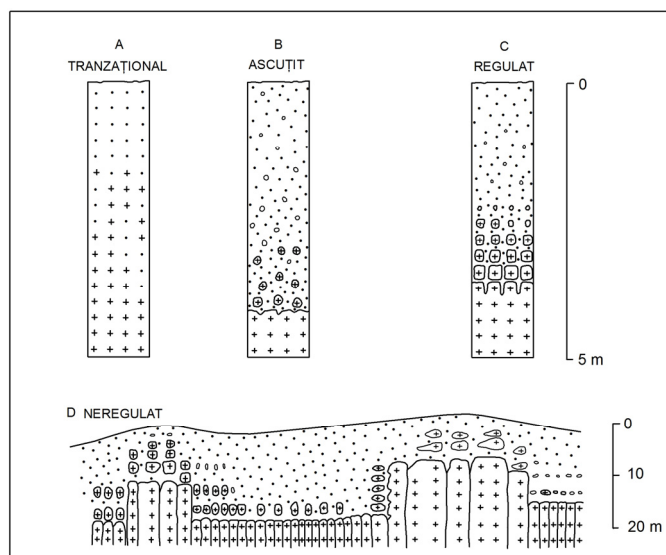


Fig. 10. 4. Contactul dintre scoarța de meteorizație și roca in situ pentru diferite configurații de meteorizație (Chorley et al., 1984, p. 226)

Dacă orizonturile superioare sunt îndepărtate prin eroziune, procesele de meteorizație vor continua, afectând atât ceea ce a mai rămas din partea inferioară a scoarței de meteorizație, cât și roca de bază.

În majoritatea orizonturilor din componenței de alterare, apa se infiltrează relativ ușor, deoarece sunt depozite afânate. Prezența argilei crește coezivitatea depozitelor, ceea ce face ca apa să circule după principiul capilarității. În aceste condiții sărurile vor migra spre suprafață împreună cu apa, dând părții superioare a scoarței de meteorizație caracter de crustă (Mac, 1976).

Interfața dintre scoarța de meteorizație și roca nemeteorizată se numește **front de meteorizație**. Tot ceea ce se află la partea superioară a frontului de meteorizație mai este cunoscut și sub denumirea de regolith (fig. 10. 5). El este alcătuit din următoarele orizonturi: pedolith, saprolite și saprock (Migon, 2013). Grosimea

scoarței de meteorizație, dintr-un anumit loc reprezintă un bilanț între rata meteorizației rocii și rata îndepărtării materialului meteorizat de către agenții geomorfologici externi (Rădoane et al., 2001).

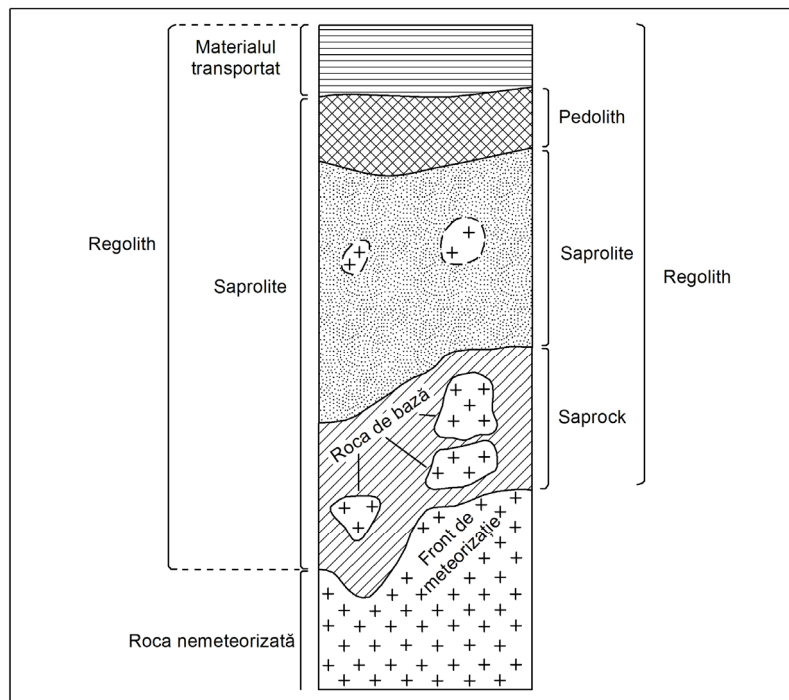


Fig. 10. 5. Terminologia folosită pentru descrierea scoarțelor de meteorizație; notă: prin saprolite diverși cercetători înțeleg diferite părți ale scoarței de meteorizație (Migon, 2006, p. 57)

Culoarea scoarței de meteorizație este dată de compoziție chimică ea putând fi: roșcată, gălbuie, albicioasă, cenușie, vânăta sau verzuie.

Tipuri de scoarță de meteorizație. Analiza lor oferă informații despre tipul de rocă pe baza căreia s-au format, despre condițiile climatice, precum și despre relieful preexistent ș.a. Dintre tipurile existente se remarcă următoarele (Ianovici și Florea, 1963; Grecu și Palmentola, 2003; Ielenicz, 2005):

- **scoarța tip detritic, clastic sau litogen** este compusă predominant din sfărâmături de roci provenite din dezagregare (Grecu și Palmentola, 2003). Ea este specifică zonelor cu climat rece, cum sunt tundrele, și etajului glaciatic din unitățile montane, unde predominantă este dezagregarea prin îngheț-dezgheț. Deoarece vegetația lipsește sau este slab dezvoltată rocile intră în contact direct cu atmosfera. Depozitele de tip grohotiș, din componența ei alcătuiesc câmpuri de pietre cu suprafețe extinse;

- **scoarța de tip argilo-sialitic** este caracteristică teritoriilor împădurite din climatul temperat umed, cum sunt de exemplu, cele din vestul Europei; în astfel de

condiții, procesele de alterare avansate, determină în scoarța de meteorizație, alături de elementele grosiere, formate în timpul iernii, să existe alumo-silicați descompuși, din care să se formeze caolin, hidroxizi de fier și de mangan (Grecu și Demeter, 1997);

- **scoarța de tip carbonato-sialitic** este alcătuită din: produse sialitice, carbonat de calciu și de magneziu (sub formă de concrețiuni), precum și montmorillonit sau illit (Ielenicz, 2005). Se întâlnește în condiții de climat temperat continental, de tipul celui existent în stepe și silvostepe, unde predominantă este vegetația ierboasă;

- **scoarța de tip terra-rossa** se întâlnește în regiunile tropicale, când în substrat există calcare. Din cauza climatului cu două sezoane distincte (iarnă răcoroasă și ploioasă, respectiv vară uscată și caldă), la care se adaugă o vegetație de arbuști, predomină alterarea; scoarța are aspectul unui depozit argilos cu acumulări de oxizi de fier, de unde culoarea roșie sau pestriță (Ielenicz, 2005);

- **scoarța de tip halosialitic** se regăsește în deșerturile aride, unde prin evaporare se acumulează cloruri și sulfati, care pot forma cruste de săruri (Ielenicz, 2005). Acestea se formează prin evaporarea apei din subteran, care circulă prin capilare. Datorită cantităților reduse de precipitații (căzute la intervale mari), a variațiilor de temperatură și a lipsei vegetației, predomină dezagregarea, prin intermediul cristalelor de precipitare. Elementele colțuroase, cu dimensiuni de ordinul centimetrilor, alcătuiesc mări de pietre, iar cele mai fine câmpuri de nisip (Ielenicz, 2005). Procesele de alterare nu lipsesc în totalitate, ele fiind active în scurtele perioade cu precipitații, când cade roua sau când este ceață (la țărături). Alterarea asigură o cantitate redusă de argilă în masa de nisip (Ielenicz, 2005);

- **scoarța de tip ferallitic** este specifică zonelor calde și umede, caracterizate totuși de existența a două sezoane cu repartiție inegală a precipitațiilor: un sezon cald și uscat, iar unul cald și umed; scoarța astfel formată are în compoziție argilă cu conținut de oxizi de fier și aluminiu, datorită diferențierii sezoniere a intensității alterării (Ielenicz, 2005). Conform autorului citat, în sezonul ploios, cu o circulație a apei dinspre suprafață spre adâncime, are loc hidroliza (cea care determină îndepărtarea din rocile silicioase nu doar a bazelor, ci și a silicei, proces în urma căruia se formează unde depozit argilos, cu oxizi de fier și hidroxizi de aluminiu), iar în cel arid caracterizat de o circulație a apei prin capilaritate, are loc concentrarea oxizilor în partea superioară a depozitului, care prin consolidare formează laterită, o placă dură, groasă, de culoare roșie;

- **tipul siallito-allitic** este îmbogățit în oxizi de aluminiu și fier, minerale argiloase, iar în unele cazuri chiar și carbonat de calciu și magneziu (Grecu și Palmentola, 2003); este caracteristic regiunilor tropicale și subtropicale cu un sezon uscat extins;

- **scoarța de tip allitic** se formează în zona ecuatorială, în condiții de temperatură și umiditate, care pot întreține o vegetație deasă și permanentă. Alterarea care are loc determină formarea unor depozite argiloase, bogat în caolin, cu grosimi de zeci de metri, în care, datorită levigării totale a bazelor și a silicei, predomină oxizii de fier, aluminiu și mangan (Grecu și Palmentola, 2003; Ielenicz, 2005).

În urma prezentării tipurilor de scoarță de meteorizație se poate concluziona că există două direcții de formare a lor: sialitică (se formează predominant aluminosilicați și ferosilicați hidratați) și allitică (rezultă îndeosebi oxizi hidratați ai aluminiului și fierului) (Grecu și Demeter, 1997).

Conform autorilor citați, sialitizarea este specifică regiunilor temperate, caracterizate de o umiditate moderată, unde se formează minerale argiloase într-un ritm lent. În compoziția argilei se regăsesc o mare parte a silicei și a bazelor provenite din alterarea mineralelor primare. Termenul sialitizare s-a format prin asocierea simbolurilor siliciului (Si), aluminiului (Al) și a cuvântului lithos (piatră).

Allitizarea este caracteristică zonelor calde și umede. La baza ei stă formarea oxizilor de fier și aluminiu, precum și a silicei, datorită remarcabilei intensități a proceselor de hidroliză (Grecu și Demeter, 1997). După sursa citată, scoarța de meteorizație care se formează, din cauza îmbogățirii în oxizi de hidrați de aluminiu și în special de fier are culoarea roșie. În acest caz particular, prin procesul cunoscut sub denumirea de lateritizare, se formează laterit (later = țiglă, cărămidă). Denumirea de allitizare provine de la asocierea simbolului Al (aluminiu) și a cuvântului lithos.

Dincolo de separarea didactică procesele de sialitizare și alitizare, prezintă o serie de diferențieri impuse de condițiile de mediu. De exemplu, intensitatea proceselor de alterare crește de la una destul de slabă în cazul sialitizării, la una puternică în cazul allitizării; silicea și bazele sunt aproape integral îndepărtate unde predomină allitizarea și se mai păstrează când domină sialitizarea; în cazul ambelor situații oxizii de fier și aluminiu se păstrează, dar sub formă diferită: ferosilicați (în cazul sialitizării) și oxizi hidratați, la allitizare (Grecu și Demeter, 1997).

Influența climatului în geneza scoarței de meteorizație. Condițiile climatice sunt cele care stau la baza diferențierilor zonale ale scoarței de meteorizație. În funcție de acestea va predomina fie dezagregarea, fie alterarea; în unele cazuri ele se află în echilibru, ca pondere, completându-se (fig. 10. 6).

În același timp, influența climatului are un rol dublu: creează un mediu propice pentru formarea scoarței de meteorizație și asigură procesele de distrugere a acesteia (Mac, 1986).

Pot fi menționate următoarele diferențieri climatice, ale genezei scoarței de meteorizație:

- **în climatul rece și în etajul periglaciatic** se remarcă dominanța dezagregării, în condițiile în care temperaturile medii multianuale se mențin sub 0 °C, iar substratul se dezgheață doar în timpul scurtelor veri polare. Scoarța de meteorizație este alcătuită din fragmente de rocă de diverse dimensiuni, care alcătuiesc grohotișuri, mări de pietre, râuri de pietre etc. Scoarța este de tip detritic, clastic sau litogen (Mac, 1986);

- **în climatul temperat oceanic** alterarea este cea care domină, din cauza precipitațiilor însemnate cantitativ, a înghețurilor rare, a prezenței învelișului de sol

și a celui vegetal; în compoziția scoarței de meteorizație, care este de tip argilo-sialitic (Posea et al., 1976), predomină argilele;

- **în climatul temperat continental** geneza scoarței de meteorizație este influențată de alternanța anotimpurilor. În anotimpul rece dezagregarea devine dominantă, în timp ce în anotimpul cald predomină alterarea. Scoarța este alcătuită mai ales din silice, la care se adaugă carbonați, care o fac să fie una de tip carbonato-sialitic (Posea et al., 1976);

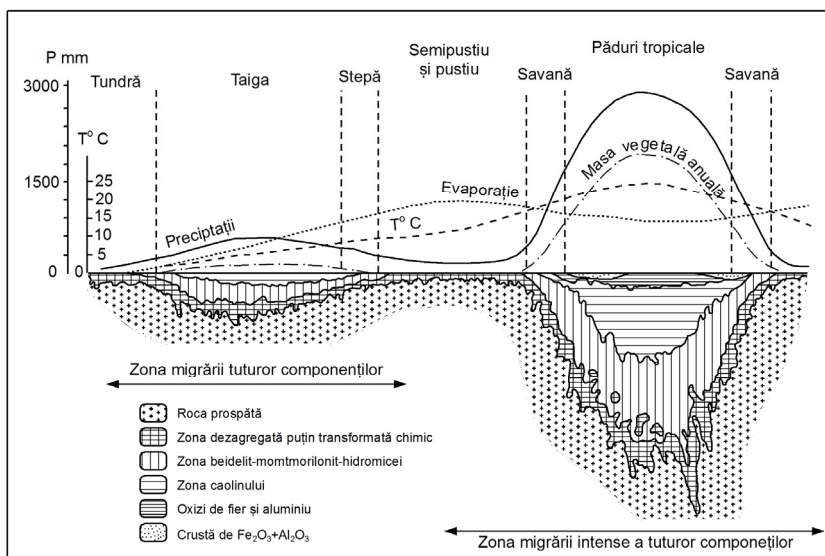


Fig. 10. 6. Structura scoarței de alterare în diferite climate (Strakhov, 1967, citat de Grecu și Palmentola, 2003, p. 113)

- **în climatul arid și semiarid** formarea scoarței de meteorizație stă sub semnul dezagregării. Ea este favorizată de prezența insolației și variațiilor de temperatură, de peste 0 °C, condiții în care se formează cristale prin precipitarea soluțiilor. Acumulările de grohotișuri se extind pe suprafețe considerabile, formând hamade, de tipul celor din Sahara. Alterarea este și ea prezentă, fiind legată de prezența apei freatice. În același timp, migrarea acestora spre suprafață antrenează săruri care se depun sub formă de sulfati, carbonați și cloruri. Există posibilitatea ca pe terenurile depresionare, în timpul perioadelor cu precipitații abundente, să se formeze lacuri temporare. După evaporarea apei cuvele rămân căptușite cu o crustă de săruri, care poartă diverse denumiri locale: sebka în Sahara, takâre în Asia Centrală, salinas în America de Sud, alcaliflats în SUA etc. (Mac, 1986). În situația în care împreună cu sărurile se depun și carbonați de calciu și de magneziu, se formează o crustă închisă la culoare, denumită patina sau luciul deșertului;

- **în climatul subecuatorial**, unde se remarcă alternanța sezonelor calde și ploioase cu cele calde și secetoase, migrarea materiei pe verticală, în ambele sensuri,

favorizează formarea scoarței de tip ferallitic. În cadrul acesteia se pot identifica două orizonturi unul superior (denumit laterit) și unul inferior (numit lithomarge).

Orizontul de la partea superioară este mai dur, are culoare cărămizie și poartă denumirea de laterit. În structura lui există două strate: unul subțire și dur ca o cuirasă, situat la partea superioară, de unde și denumirea de duricrustă, care în sezonul secetos se fisurează, din cauza dilatării și contracției repetate, dând fragmente de formă poligonală, și altul mai gros (de câțiva metri) alcătuit din concrețiuni de fier și oxizi de aluminiu, denumit carapacea lateritică (fig. 10. 7).

Orizontul de la partea inferioară, denumit lithomarge, este reprezentat de către o argilă roșie, care în prezența apei devine plastică. Acest orizont face tranziția spre roca nalterată. Prin caracteristicile sale lateritul are rol de înveliș protector pentru roca în loc, neafectată de meteorizație, mai ales împotriva ploilor și vântului. Defrișarea sau desțelenirea vegetației, care crește pe astfel de scoarțe, determină apariția eroziunii, care prin manifestare îndelungată îndepărtează orizontul protector și o dată cu el și solul. În acest mod se creează condiții nefavorabile pentru reinstalarea vegetației, terenurile fiind supuse în continuare eroziunii, până la roca de bază, așa cum se întâmplă în Africa Subecuatorială, Madagascar, India (lateritul este denumit regar), Brazilia (lateritul este denumit canga) etc. (Tufescu, 1966);

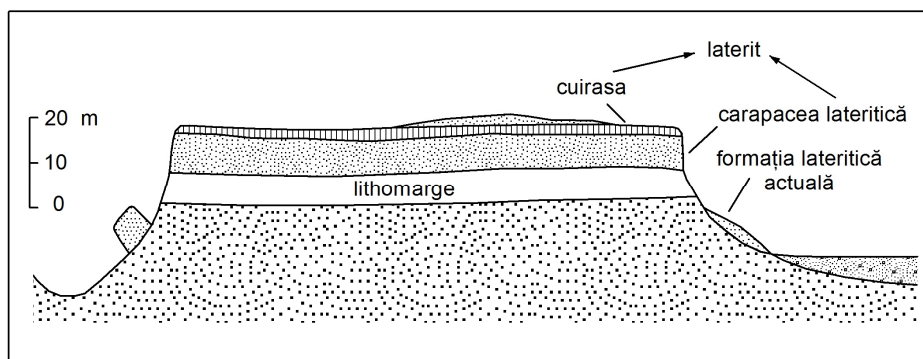


Fig. 10. 7. Structura scoarței de meteorizație în climatul subecuatorial (după Derruau, 1956, citat de Tufescu, 1966a, p. 73)

- **în climatul ecuatorial**, în condițiile unui exces de umiditate și căldură, predomină alterarea și biometeorizația, ceea ce face ca silicea să devină și ea solubilă, fiind în parte eliminată (Mac, 1986). În acest caz agentul principal al alterării, care este apa, se disociază mult mai rapid în ioni de H^+ și OH^- (hidroxil), datorită căldurii, acționând fie ca bază, fie ca acid, în funcție de elementul care este supus descompunerii (Posea et al., 1976). Scoarța de meteorizație generată este de tip allitic sau ferallitic. În alcătuirea ei ponderea cea mai mare o deține argila roșie, plastică și relativ impermeabilă formată din caolin, hematită și silice (Mac, 1976); pe terenurile orizontale poate ajunge la grosimi de 100 m.

Existența unor deosebiri, de tipul celor menționate, atestă că parametri climatici pot determina ca pe același tip de rocă să se formeze scoarțe de meteorizație diferite.

Duricrustele reprezintă orizonturi mai dure, formate în scoarța de meteorizație sau la suprafața ei, ca efect al acumulării de minerale sau cimentării rocii preexistente (Rădoane et al., 2001). Componenti principali ai duricrustelor sunt oxizii și hidroxizii de fier și aluminiu, silicea, carbonatul de calciu și ghips. Duricrustele se întâlnesc mai ales în regiunile cu climat tropicale, subtropicale sau temperate.

Cele mai întâlnite tipuri de duricruste sunt următoarele (Summerfield, 1991; Rădoane et al., 2001; Dixon, 2013):

- **fericretele** - au în componență oxizi de fier și sunt specifice în climatele umede tropicale și subtropicale, dar și regiunile temperate ale Australiei;

- **alcretele** - sunt alcătuite din oxizi de aluminiu, fiind localizate în aceleași regiuni ca precedentele;

- **lateritele** - reprezintă depozite alcătuite din oxizi de fier și aluminiu; termenul de bauxită se folosește pentru depozitele care conțin concentrații însemnate de alumină;

- **silcretele** - sunt alcătuite din SiO_2 în proporție de peste 95%; se formează atât în condiții de climat umed, cât și arid tropical (partea centrală a Australiei, nordul și sudul Africii);

- **calcretele** - au un conținut de CaCO_3 de aproximativ 80%, iar localizarea lor coincide cu teritoriile unde cantitățile multianuale de precipitații se încadrează între 20 și 600 mm;

- **gipscretele** - se formează în regiuni aride, cu valori ale precipitațiilor medii multianuale sub 200 - 250 mm; concentrația gipsului ajunge la peste 95%.

Raportat la materialele existente la partea lor inferioară, duricrustele sunt mai rezistente la eroziune; ele opun rezistență la procesele de eroziune, favorizând inversiuni de relief, când pe terenurile mai înalte se păstrează resturi din crusta dură (Nash și McLaren, 2007).

Depozite rezultate din acumularea produselor de meteorizație. Acestea din urmă pot fi categorisite, alături de modul în care s-au format și după locul în care se acumulează pe suprafața unui versant (fig. 10. 8):

- **eluvile** constituie depozite formate prin acumularea pe loc a produselor de meteorizație; ele se întâlnesc pe suprafețe orizontale sau cvasiorizontale, fapt care nu le permite să fie ușor deplasate de către agenții morfogenetici externi. Acestea au în componență materiale cu granulometrie variată (de la fină, până la grosieră). Dacă sunt alcătuite din blocuri izolate se numesc grus. De exemplu, în grupele Munților Carpați (Țarcu, Retezat, Pă râ ng, Fă gă raș Rodnei, Tatra etc.) ele alcătuiesc câmpuri de pietre;

- **deluvile** reprezintă materiale provenite de la partea superioară a versantului și rămase pe suprafața acestuia; întrucât sunt materiale alohtone au structură și compoziție diferită de cea a rocilor pe care repauzează (Grecu și Demeter, 1997); granulometria acestor depozite este destul de eterogenă, deoarece elementele componente sunt destul

de amestecate între ele. Pe versanții regiunilor în care predominante sunt rocile friabile, de tipul argilelor și marnelor, se remarcă deluviile de alunecare;

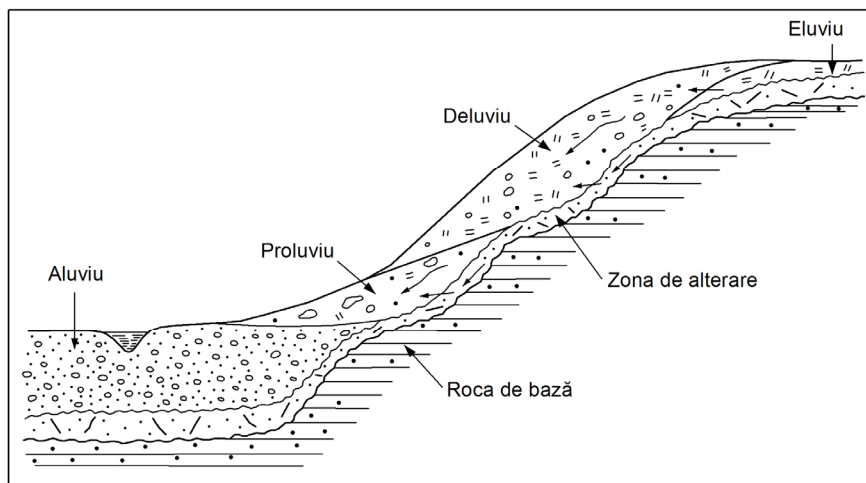


Fig. 10. 8. Tipuri genetice ale produselor de meteorizație (Florea, 1979, p. 24)

- **coluviile** sunt reprezentate de materiale meteorizate, care se acumulează, la baza versanților; acestea se formează inclusiv pe baza deluviilor, care au fost mobilizate de către agenții geomorfologici externi. În urma depozitării ele ajung să fie relativ bine sortate (elementele cele mai grosiere, care de altfel sunt cele mai stabile, se localizează mai spre exterior). În categoria lor intră și depozitele de versant din teritoriile colinare și deluroase formate în medii periglaciare cuaternare (Grecu și Demeter, 1997);

- **proluviile** constituie depozitele formate prin amestecul coluviilor cu materiale transportate de ravene și torenți; acestea se acumulează la baza versantului. La proluviu se includ și depunerile din văile cu scurgere nepermanentă, din teritoriile montane, și conurile de dejecție (Florea, 1979);

- **aluviile** sunt considerate cele mai răspândite depozite cuaternare; ele se formează prin acumularea materialelor transportate de către râuri. În categoria lor se includ îndeosebi depozitele aferente luncilor și teraselor.

Concluzii. Majoritatea rocilor care ajung la suprafața terestră devin susceptibile de a fi afectate de procesele de meteorizație. În urma acestora au loc modificări ale compuşilor chimici și mineralogici. Un rol important în intensitatea și eficacitatea proceselor de meteorizație îl au parametri climatici. Aceştia determină ca rata meteorizației să crească odată cu temperatura (care accelerează reacțiile chimice) și cu precipitațiile. Intensitatea meteorizației este maximă în teritoriile calde și foarte umede, unde scoarța de meteorizație atinge grosimi de peste 100 m și are o stratificație care indică o evoluție îndelungată. În schimb, în regiunile aride și în cele reci scoarța de meteorizație este modestă datorită lipsei apei sau a stării solide în care

se află acesta. Scoarța de meteorizație, atunci când este bine dezvoltată, are rolul de a proteja roca de bază, încetinind procesele de alterare și dezagregare.

Alături de climat, rocile influențează procesele de meteorizație prin: compoziție minerală, textură, densitatea și dimensiunea fisurilor, gradul de cimentare etc. De exemplu, o dată cu creșterea numărului mineralelor componente, crește susceptibilitatea rocilor de a fi meteorizate (fig. 10. 9). În cazul rocilor poliminerală, divers colorate, absorbția luminii și a energiei solare are loc neuniform, ceea ce determină formarea unor tensiuni care ajută procesele de meteorizație. Din acest motiv granitul (rocă poliminerală) este mai afectat de procese specifice, decât cuarțitul (rocă monominerală). În același timp contează și dimensiunea granulelor componente; de pildă gnausul, rocă asemănătoare cu granitul, dar compus din granule mai mari, este mai predispus la meteorizație, decât acesta, care este alcătuit din microgranule.

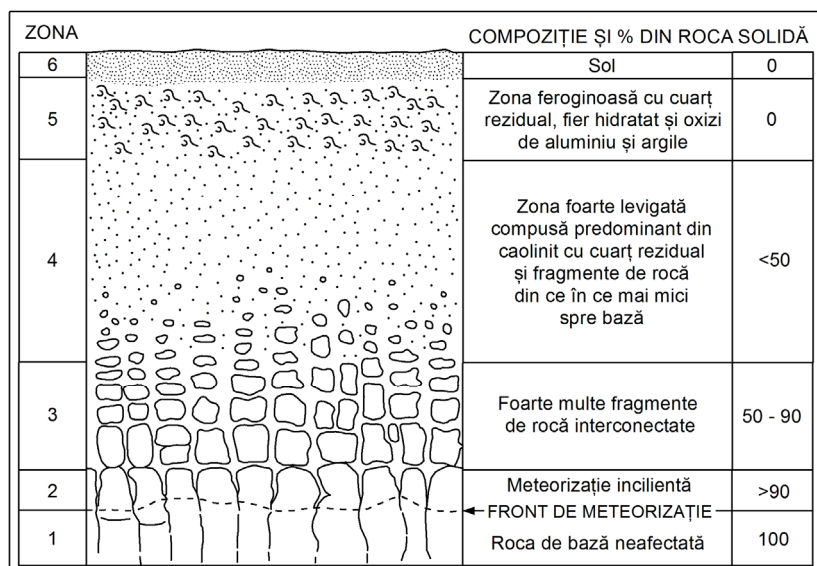


Fig. 10. 9. Caracteristicile scoarței de meteorizație formată pe roci granitice (Ruxton și Berry, 1957, citați de Summerfield, 2013, p. 138)

În acest context morfogenetic trebuie reținut că scoarța de meteorizație este depozitul pe seama căruia se formează, prin procese pedogenetice solul.

De asemenea, procesele de meteorizație, prin modul de manifestare și produsele generate, au rolul de a pregăti rocile și substratul geologic pentru acțiunea celorlalți agenți geomorfologici: fluvial, litoral, glaciari, periglaciari, eolian și antropici. Abordată în acest context acțiunea acestora continuă actul morfogenetic început prin meteorizație.

CAPITOLUL 11

PROCESELE GEOMORFOLOGICE ȘI RELIEFUL FLUVIAL

În cadrul agenților care modelează scoarța terestră se detașează net apa în stare lichidă, cea care se scurge prin intermediul rețelei hidrografice. Afirmția este susținută de: cantitatea enormă de apă existentă pe suprafața Terrei, de vastele teritorii care sunt drenate de râuri și de energia inepuizabilă a apei, cea care pe baza fluxului de energia solară realizează ceea ce se numește circuitul apei în natură.

Cu toate că suprafața ocupată de apa din râuri este de doar 0,58%, din cea a uscatului neocupată de ghețari (Allen și Pavelsky, 2018), râurile constituie unul din agenții majori, care contribuie la modelarea suprafeței terestre și a schimbării peisajului (Bruce, 2020). Mai trebuie reținut că apa din râuri reprezintă doar 0,0002% din apa existentă pe Terra, respectiv 1% din apa existentă pe continente (restul este stocată în subteran, în ghețari și permafrost, în lacuri, în sol, în corpul plantelor și animalelor etc.) (Sorocovschi, 2002).

Permanentizarea scurgerii apei, sub formă de pâraie, râuri și fluvii, este posibilă în teritoriile în care, pe fondul unor temperaturi medii multianuale pozitive, valoarea cantităților medii de precipitații depășește valoarea evapotranspirației. Acțiunea îndelungată a apei organizată în acest mod conduce la geneza reliefului fluvial.

La nivelul domeniului fluvial, drenarea apelor provenite din precipitații se realizează atât pe suprafața versanților, unde are loc de fapt inițierea scurgerii, cât și la nivelul albiilor, unde se continuă scurgerea de pe versant și are loc permanentizarea ei (Roșian, 2017). Suprafața de teren drenată de către un râu se numește bazin hidrografic; el este delimitat de către cumpăna apelor, care în majoritatea cazurilor corespunde cu interfluviile; acestea reprezintă suprafețele de teren care separă văile sau locul de întâlnire a versanților care provin din două văi alăturate. Sub aspect morfogenetic, se consideră că interfluviile sunt efecte indirecte ale eroziunii fluviale (Coteț, 1973). Cumpăna de ape corespunde, de obicei, cu linia celor mai mari înălțimi din bazinele hidrografice vecine; în regiunile montane și deluroase ea corespunde cu linia culmilor muntoase sau deluroase (Loghin, 2009). Traseul cumpenei apelor este unul sinuos, atât în plan orizontal, cât și vertical (Achim, 2016), din cauza luptei continue dintre bazinele hidrografice de a-și extinde suprafața, unele în detrimentul altora.

Urmărirea modului de realizare a scurgerii din domeniul fluvial permite separarea a două categorii de forme și procese geomorfologice: cele ale versanților și cele ale albiilor actuale sau funcționale în trecut (lunca și terasele). Stabilirea întâietății uneia sau al alteia, din cele două categorii, admite cu siguranță că albiile sunt cele mai vechi, chiar dacă ele și-au schimbat foarte mult traseul și mecanismele

de lucru în urma evoluției complexe care le caracterizează. La baza acestei afirmații se află certitudinea că, versanții prezenți de o parte și de alta a unei alpii, au rezultat în urma adâncirii acesteia, în conformitate cu variația nivelului de bază și energia furnizată de el (Roșian, 2017).

În același timp, versanții, considerați ca suprafețe de racord între interfluvii și alpii, evoluează fie dependent de acestea din urmă, când ele îi subminează, fie independent, atunci când sunt separați de alpii prin intermediul unor lunci, terase sau glaciuri.

Suprafețele aferente versanților, rezultați în urma adâncirii râurilor, vor fi modelate prin intermediul a două categorii de procese geomorfologice: cele cauzate de scurgerea apei pe suprafețe înclinate și cele datorate deplasărilor în masă (Huddart și Stott, 2010). Cu toate că în cazul ambelor procese gravitația este cea care direcționează mișcarea deosebirea este dată de faptul că în cazul deplasărilor în masă nu se înregistrează un flux continuu, datorită rezistenței interne sau rezistenței la forfecare a materialelor, cea care se opune gravitației (Huddart și Stott, 2010). Și în cazul scurgerii apei, încărcată cu aluviuni, efectul gravitației diminuează sau încetează atunci când valoarea pantei tinde spre zero s-au înregistrează această valoare. În urma derulării acestora vor rezulta atât forme de relief specifice, cât și de natură structurală și petrografică, care la rândul lor sunt evidențiate de manifestarea aceluiași procese.

Împreună cu albia adiacentă versanții compun ceea ce este cunoscut sub denumirea de vale fluvială, adică tiparul în care râul își manifestă acțiunea. Ea este consecința unui proces evolutiv îndelungat, fapt care-i permite o dezvoltare complexă în profil longitudinal și transversal. Analizată în profil longitudinal se deosebește un sector superior, unul mijlociu și unul inferior, pe când în profil transversal formele de relief se prezintă etajat începând cu albia minoră, albia majoră, lunca, terasele și versanții.

Dintre cele mai emblematică forme de relief rezultate în urma modelării fluviale se remarcă: albiile, luncile, terasele, deltele, câmpiile de nivel de bază, piemonturile, versanții și văile.

11.1. PROCESELE GEOMORFOLOGICE FLUVIALE

Scurgerea apei prin albiile râurilor are drept efect manifestarea proceselor geomorfologice de: eroziune, transport și acumulare. Inițial, pe baza energiei disponibile, apa erodează și desprinde materiale solide, din substratul geologic, pe care ulterior le distribuie prin intermediul proceselor de transport în vederea depunerii lor ca sedimente.

Conlucrarea dintre eroziune, transport și acumulare, specifică fiecărui sector de albie, este direcționată, de poziția acestuia față de nivelul de bază. În acest context, cantitatea de energie rămasă pentru prelucrarea albiei, variază nu numai în raport cu masa de apă și declivitatea terenului, ci și cu particularitățile substratului: tipul

rocilor, gradul de coezivitate al particulelor, coeficientul de rugozitate al albiei, stabilitatea malurilor etc. (Mac, 1986).

Cu toate că procesele de eroziune, transport și acumulare au loc simultan în albie, ele devin pe rând dominate, atât în cadrul aceleiași secțiuni, eroziune la mal concav, acumulare la mal convex, cât și de-a lungul întregului râu, când în sectorul superior predomină eroziunea, în cel mijlociu transportul sedimentelor, iar în cel inferior acumularea lor.

Diferențierea proceselor geomorfologice fluviale în profil longitudinal este strâns legată de permanentizarea scurgerii în albie și de efectele ei morfologice, reprezentate de formele de relief.

Fiecărui sector din cadrul unui bazin hidrografic îi corespund forme de relief distincte. Considerate din amonte spre aval se deosebesc următoarele sectoare sau zone: superior, mijlociu și inferior (fig. 11. 1).

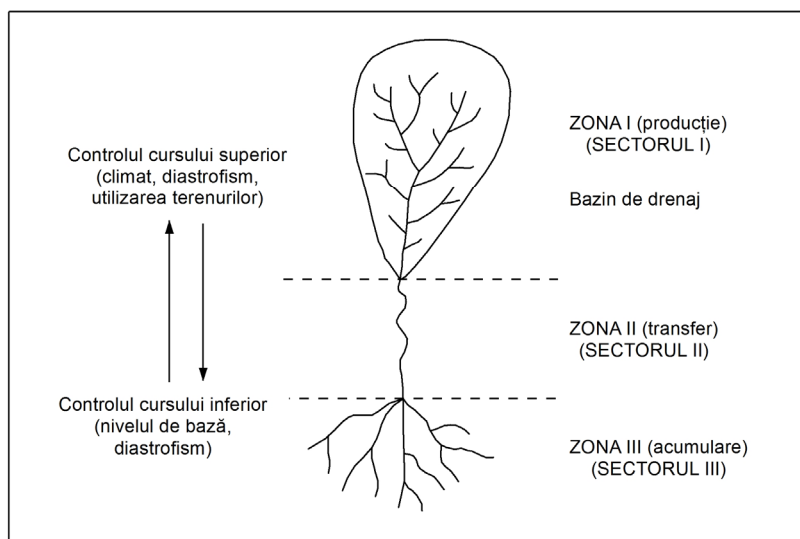


Fig. 11. 1. Sectoarele unui bazin hidrografic (după Schumm, 1977, p. 3)

Sectorul superior este cel prin intermediul căruia pătrunde, în bazinul hidrografic, cea mai mare parte din cantitatea de apă care curge prin albie. De asemenea, constituie suprafața sursă de aluviuni, dominante fiind procesele de eroziune și nu stocarea materialelor erodate (Rădoane et al., 2001). Din această cauză morfologia sectorului superior este caracterizată de valori mari ale declivității, atât la nivelul albiei, cât și al versanților. Sub aspectul poziției, sectorul superior se întâlnește atât pe râul principal, cât și pe afluenți, care luați separați sunt și ei râuri. Este cât se poate de adevărat că în cazul afluenților, din sectorul superior al unui bazin hidrografic, poate să predomină morfologia de sector superior, fără posibilitatea delimitării și altor sectoare de tipul celui mijlociu sau inferior.

Sectorul mijlociu chiar dacă are mai mult funcție de tranzit al aluviunilor, sunt prezente și forme de eroziune sau chiar de acumulare.

Sectorul inferior este caracterizat de predominarea proceselor de acumulare, rezultând forme specifice cum sunt conurile aluviale, deltele, câmpiile de nivel de bază etc.

Cu toate că la nivelul celor trei sectoare se manifestă procesele de eroziune transport și acumulare, ponderea diferită de participare a fiecăruia dintre ele, dovedește că ele se află în raport de subordonare, unele față de altele (Mac, 1996).

De asemenea, nu este obligatoriu ca în cazul unui bazin hidrografic să existe toate cele trei sectoare. Bazinele hidrografice ale râurilor de munte au uneori pe toată suprafața lor caracter de sector superior (Lăpușnicul Mare, Lotru, Latorița, Sebeș etc.) (Roșian, 2017). O situația contrară se întâlnește la bazinele hidrografice ale râurilor de la câmpie care au în totalitate caracteristici de sector inferior (Neajlov, Mostiștea, Călmățui etc.).

11.1.1. Eroziunea fluvială

Ea este consecința interacțiunii apei curgătoare cu patul și malurile albiei. Manifestarea procesului de eroziune fluvială este complexă, ea diferind de la un râu la altul sau chiar în cadrul sectoarelor aceluiași râu. Deosebiri sunt datorate fluctuației variabilelor implicate: substrat, pantă, dimensiunea și forma albiei, sedimentele din albie, hidraulica curgerii, încărcătura cu aluviuni și timpul (Mac, 1986).

În cadrul albiilor eroziunea fluvială se derulează prin intermediul următoarelor mecanisme: impact direct prin intermediul masei de apă aflate în mișcare; dragare sau roadere prin intermediul sedimentelor aflate în curentul de apă; umectare și îmbibare cu apă care slăbește legăturile dintre elementele constitutive ale rocilor în care este săpată albia, sfredelire (datorită curgerii turbionare asociată turbioanelor cu ax vertical), subsăpare (Mac, 1976; Loghin, 2009).

Modul diferit de manifestare a eroziunii, raportat la natura substratului geologic, permite împărțirea albiilor în două categorii: albiile pe substrat rezistent (considerate albiile de eroziune) și albiile cu pat aluvial (considerate albiile mobile).

Albiile modelate într-un substrat rezistent sunt acelea în care curentul de apă cu greu poate pune în mișcare fragmentele de rocă desprinse din patul și din maluri. Acestea sunt modelate prin dizolvare, coraziune și acțiune hidraulică.

Dizolvarea fluvială are loc prin încărcarea apei cu elementele din roci, pe care le evacuează în soluție. Agresivitatea apei este influențată nu doar de compoziția chimică inițială, provenită din precipitații, ci și de elementele pe care le încorporează pe parcurs (Mac, 1986). Conform autorului citat, în cazul râurilor din teritoriile aride

și semiaride lipsa împrospătării apei duce la suprasaturarea ei cu elementele pe care le dizolvă din substrat, reducându-i agresivitatea.

Coraziunea fluvială reprezintă acțiunea curentului de apă, încărcat cu particule aflate în suspensie sau cu ajutorul celor târâte, asupra patului și malurilor albiei. Intensitatea coraziunii este influențată de mărimea, forma, numărul și frecvența particulelor, care acționează asupra albiei. Se ajunge, în acest mod ca materialele transportate prin albie să devină o forță, în urma acțiunii căreia rezultă suprafețe netede și rotunjite pe rocile din patul albiei (Mac, 1986). În același timp, coraziunea determină ca marmitele din albie să se lărgească, din cauza acțiunii asupra lor a turbioanelor de apă încărcate cu particule dure.

Acțiunea hidraulică constituie lucrul mecanic al apei; forța motrică a apei poate ajunge să desprindă particulele fine din substrat, în situația în care acesta este în prealabil pregătit prin fisurare (Mac, 1986). Conform autorului citat, cel mai important proces local este cavitația, care apare ca efect al schimbării presiunii apei la accelerarea sau încetinirea vitezelor. În urma scăderii presiunii apei, pe măsură ce viteza crește, conform principiului lui Bernoulli, se formează numeroase bule mici, ce dau impresia că apa spumegă, care la o nouă creștere a presiunii se sparg și emit o undă de șoc sub forma unui val, care izbește rocile adiacente, pe care le triturează, provocând formarea unor excavații (Mac, 1986). Cavitațiile astfel formate vor evolua, modificându-și forma și dimensiunea, contribuind în continuare la modelarea albiei. O situație aparte este caracteristică albiilor modelate într-un substrat rezistent, unde efectul acțiunii fluviale este și unul de curățire a elementelor ajunse în ele, prin aportul afluenților, care drenează teritorii constituite din roci friabile.

În cadrul unei secțiuni de albie se asistă la o conlucrare între aceste procese și mecanisme. De exemplu desprinderea sau smulgerea și cavitația naștere la suprafețe neregulate ale patului canalului, în timp ce coraziunea tind să netezească urmele de frecare (Summerfield, 2013).

Albiile cu pat aluvial sau albiile mobile sunt caracterizate de o acțiune de redistribuire a materialelor mobile și mobilizabile (Mac, 1986). Comparativ cu tipul precedent de albie, unde modelarea era oarecum ireversibilă, în acest caz materialele sunt luate și deplasate de curentul format la creșterile de nivel, pentru ca apoi să fie redepuse, ca material sedimentar, în faza de redresare a curgerii sau în spațiul de liniștire a curenților (Mac, 1986). Astfel de albie au primit apelativul de mobile, pentru că sunt formate preponderent din aluviuni. Din această cauză sunt modificate rapid de către curentul de apă și pot suferii schimbări majore de formă, chiar și în cazul unei creșteri medii a debitelor (Mac, 1986). De pildă, creșterea debitului nu se rezumă doar la creșterea vitezei, ci implică pe de o parte adâncirea râului, iar pe de altă lărgirea albiei prin eroziune laterală; nu lipsesc nici acumulările, îndeosebi la malurile convexe și pe sectoarele unde viteza apei scade. Pe termen lung, în cadrul albiilor mobile, de la un sector la altul, se deosebesc trei situații posibile: eroziune, agradare și echilibru.

Prin intermediul eroziunii fluviale are loc reducerea diferențelor altitudinale dintre izvorul și gura de vărsare a unui râu. Prin unirea celor două extremități se obține profilul longitudinal al unei albie. Forma acestuia, examinată la nivelul talvegului, devine din ce în ce mai apropiată de tangenta dusă la suprafața inferioară a gurii de vărsare, adică la nivelul de bază (Mac, 1976). Sensul noțiunilor folosite anterior este următorul: **talvegul** reprezintă linia care unește punctele cele mai coborâte din albie; **profilul longitudinal** este o linie în general concavă, care unește izvorul râului cu locul de vărsare a acestuia (abaterile care se înregistrează de la forma ideală sunt legate de tipul scurgerii, structura geologică, evoluție etc.); **nivelul de bază** denumit și bază de eroziune este punctul cel mai coborât al râului, în care acțiunea sa morfogenetică încetează (Powell, 1875); relieful situat deasupra nivelului de bază este supus eroziunii în tendința de al reduce altitudinal până la valoarea nivelului de bază.

Dacă râurile se varsă direct în mări deschise sau în Oceanul Planetar ele se raportează la nivelul de bază general sau planetar, denumit și nivel de bază ultim (ultimate base level) (Christopherson, 2009). Când acestea ajung în mări închise, lacuri sau în alte râuri, au un nivel de bază local.

Afirmația de la începutul acestui subcapitol, că eroziunea fluvială este complexă, are la bază inclusiv faptul că ea se manifestă pe verticală, lateral și regresiv.

Eroziunea verticală este îndeplinită de curentul de apă care acționează împreună cu materialele pe care le transportă. Efectul acesteia devine cu adevărat vizibilă după trecerea viiturilor, când din talveg sunt îndepărtate depozitele mai vechi, prelucrate fluvial, și sunt aduse alte orizonturi din roca în loc, în câmpul eroziunii, mai ales dacă rocile sunt friabile (Roșian, 2017). Sensul general de propagarea a acesteia este dinspre izvor spre gura de vărsare a râului.

Pentru desemnarea ei se folosește și termenul de eroziunea în adâncime. Ea se manifestă atât timp cât capacitatea de transport și competența râului sunt superioare volumului de materiale existente în albie și a celor provenite de pe versanți (Mac, 1976); în caz contrar ea încetează, mai ales când panta albiei scade, viteza se reduce, iar valoarea debitul se menține aceeași.

Când predominantă este eroziunea verticală văile se adâncesc și ajung ca în profil transversal să aibă forma literei V. În această categorie se înscriu majoritatea văilor din unitățile montane aflate în curs de înălțare tectonică sau cele adâncite în depozite friabile.

Eroziunea laterală se produce datorită consumului energiei apei din albie asupra malurilor. Ea poate avea loc simultan la ambele maluri sau doar la unul dintre ele, în funcție de tipul albiei: dreapta, meandrată, anastomozată etc. Dintre acestea, în cazul albiilor meandrate eroziunea laterală se manifestă cel mai evident la malul concav. Retragera acestuia și migrarea meandrelor conduce la geneza unei morfologii specifice, de tipul celor aferente autocaptărilor de meandru. Eroziunea laterală este influențată de cea verticală, mai ales pe sectoarele unde acesta din urmă

nu se poate desfășura, datorită unui substrat rezistent, caz în care energia disponibilă râului se consumă prin erodarea malurilor (Roșian, 2017).

Dintre cauzele eroziunii laterale se remarcă: existența albiilor săpate în roci friabile, creșterea cantității de aluviuni în albi, maluri cu rezistență scăzută la eroziune, variații ale nivelului pânzei freatice etc. (Huddart și Stott, 2010). În același timp, pe termen lung, eroziunea laterală este dependentă de forța râului, de viteză și debit, toate acestea conducând la lărgirea albiei.

Eroziunea regresivă se propagă prin albie dinspre nivelul de bază spre izvor. Ea mai este denumită eroziune remontantă, iar intensitatea ei este influențată în special de diferența de nivel care se înregistrează pe profilul longitudinal.

Aceasta se afirmă mai ales la praguri și microcascade, unde vârtejurile formează surplombe care vor determina surpări în albie. Cu timpul pragurile se estompează, ajung la stadiul de repezișuri, se retrag și migrează spre amonte.

O formă aparte de manifestare a eroziunii regresive se înregistrează la obârșia văilor, unde pe suprafața versanților, sub efectul mecanic al apei, are loc extinderea bazinelor hidrografice și modificarea în timp a poziției cumpenei de apă, ceea ce favorizează, pe termen lung, procesele de captare fluvială (Ielenicz, 2005).

Manifestarea eroziunii regresive determină reducerea și uniformizarea pantei albiei pentru a-i apropia forma de cea a profilului de echilibru. Când albia nu este influențată de mișcări tectonice și supusă variațiilor litologice, panta ei va prezenta în mod obișnuit o descreștere spre aval, ceea ce se asociază cu o creștere a debitului și o descreștere a dimensiunii sedimentelor (Mac, 1986).

Propagarea eroziunii regresive, dinspre nivelul de bază spre sectorul superior, provoacă pe de o parte adâncirea albiei, contribuind la eroziunea pe verticală, iar pe de alta determină lărgirea ei, prin procese de surpare a malurilor, favorizând deci eroziunea laterală.

11.1.2. Transportul fluvial

Transportul aluviunilor în cadrul albiilor se înscrie în procesul general de morfogeneză și în tendința permanentă a râurilor spre echilibru (Ichim et al., 1989).

Deplasarea materialelor din albi este consecința presiunii exercitate de apa curgătoare asupra patului aluvial și a malurilor. Transportul fluvial este influențat considerabil de două variabile fundamentale: viteza curgerii și materialul albiei (Mac, 1986).

Rocile existente în patul și malurile râurilor se află permanent sub acțiunea unui ansamblu complex de forțe de antrenare și de rezistență, în funcție de intensitatea cărora va fi starea generală de antrenare hidrodinamică, care include: repausul, inițierea, dezvoltarea și stingerea transportului aluviunilor (Ichim et al., 1989). Ansamblul de forțe menționat este alcătuit din forța hidrodinamică de

antrenare, care pune în mișcare aluviunile, și forțele de rezistență, care se opun antrenării hidrodinamice a particulelor (greutatea proprie submersă a particulelor, forțele de coeziune fizico-chimică a acestora, forțele de contact dintre particulele necoezive) (Ichim et al., 1989).

Procesul de transport, realizând legătura între eroziune și acumulare, influențează temporo-spațial distribuția sedimentelor în profilul albiei. Dimensiunea și cantitatea sedimentelor transportate de către un râu sunt în funcție de competența (se referă la dimensiunea maximă a rocilor care pot fi transportate la anumite debite și viteze) și capacitatea acestuia (reprezintă cantitatea totală de roci care pot fi transportate).

O variabilă importantă, care influențează transportul materialelor prin alpii, este **regimul scurgerii apei**.

În funcție de raportul dintre forțele de vâscozitate și inerție, curgerea apei cu suprafață liberă se poate face în regim **laminar**, **turbulent** și **tranzitoriu** (Ichim et al., 1989). Tipurile de regim menționate pot fi delimitate pornind de la valoarea numărului Reynolds, care se poate obține prin aplicarea următoarei formule:

$$Re = \frac{v \cdot L}{\nu}$$

unde: v – este viteza curgerii; L – o lungime caracteristică (de obicei adâncimea curentului sau raza hidraulică); ν – vâscozitatea cinematică a apei (variază cu temperatura).

Regimul laminar al curgerii se înregistrează la viteze reduse, când forțele de viscozitate sunt atât de puternice, față de cele de inerție, încât vâscozitatea are rol esențial în dezvoltarea curgerii (Ichim et al., 1989). În timpul curgerii laminare, fluidul se mișcă ca o serie de straturi care alunecă unul peste celălalt, oarecum asemănător cu modul în care un pachet de cărți alunecă unul peste celălalt, atunci când se aplică un efort de forfecare (Charlton, 2008). Pentru acest tip de regim sunt specifice valori ale numărului Reynolds mai mici de 500.

Regimul turbulent al curgerii se produce o dată cu creșterea vitezei, când forțele de viscozitate sunt foarte slabe în raport cu cele de inerție, care devin dominante (Ichim et al., 1989). El este caracterizat de valori ale numărului Reynolds mai mari de 2000. În situația curgerii turbulente particulele de apă se deplasează complet neregulat și neuniform, urmând linii de curent care se intersectează, se întrepătrund și difuzează în direcția generală a mișcării (Ichim et al., 1989).

Regimul tranzitoriu apare intermediar între celelalte două regimuri, deoarece acțiunea forțelor de viscozitate și inerție sunt de același ordin (Ichim et al., 1989). Numărul Reynolds variază între 500 și 2000.

Conform autorilor citați, regimul curgerii în alpii este turbulent, cu toate că există posibilitatea ca pe anumite sectoare să fie laminar sau tranzitoriu.

Potrivit celor anterior notate se poate concluziona că, la aceeași valoare a debitului, un râu cu regim turbulent poate transporta mai multe aluviuni, comparativ cu unul caracterizat de un regim laminar. O astfel de afirmație devine valabilă și în cazul eroziunii, în condițiile în care râul considerat are suficientă energie liberă pentru a eroda, nu doar pentru a transporta aluviunile cu care este deja încărcat (Roșian, 2017).

În funcție de raportul dintre forțele de gravitație și forțele de inerție, curgerea apei din râuri se poate realiza în regim **subcritic**, **critic** și **supercritic** (Ichim et al., 1989). Prin raportul dintre cele două tipuri de forțe se obține numărul Froude:

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gh}}$$

unde: v – viteza; g – accelerația gravitațională; h – adâncimea.

Prin valorile sale numărul Froude permite delimitarea celor trei tipuri de regimuri ale curgerii (Ichim et al., 1989):

- **regimul subcritic** este posibil când forțele gravitaționale sunt predominante și curgerea apei are loc cu viteză redusă; în acest caz $Fr < 1$ și caracterizează curgerea prin albiile la debite medii;

- **regimul critic** se formează când $Fr = 1$; el marchează trecerea spre următorul tip, ca urmare a modificărilor locale ale parametrilor curgerii apei prin albiile;

- **regimul supercritic** se dezvoltă când forțele inerțiale sunt predominante și curgerea apei are loc cu viteze mari, așa cum se întâmplă în timpul viiturilor; acest regim este definit de valori ale numărului $Fr > 1$.

Prin combinarea forțelor de vâscozitate cu cele de gravitației se pot obține următoarele tipuri de regimuri de curgere a apelor cu suprafață liberă: subcritic-laminar, supercritic-laminar, supercritic-turbulent și subcritic-turbulent (Ichim et al., 1989).

În albiile alcătuite din aluviuni de aceeași calitate cu aluviunile transportate de curentul de apă, raportat la intensitatea scourerii lichide, la transport și la interacțiunea lor cu patul și malurile deformate ale albiei, se pot dezvolta următoarele regimuri de curgere (Simons și Richardson, 1963, citați de Ichim et al., 1989):

- **regimul inferior de curgere** este caracterizat prin rezistență hidraulică mare a albiei și transport aluvionar de fund redus; pe suprafața patului aluvial se dezvoltă rippluri sau dune, iar curgerea lichidă este turbulentă și subcritică, dezvoltându-se cu numere Froude mai mici de ordinul 0,15 – 0,65 (ele corespund unei valori reduse ale efortului tangențial sau ale puterii curentului);

- **regimul tranzitoriu de curgere** caracterizează o curgere lichidă turbulentă și aproape critică, cu valori ale numărului Froude cuprins între 0,65 și 0,95;

- **regimul superior de curgere** se remarcă printr-o rezistență hidraulică mică a albiei și transport aluvionar de fund intens, care determină formarea antidunelor;

curgerea lichidă este turbulentă și supercritică, dezvoltându-se cu valori mari ale numărului Froude (0,95 – 1,80), corespunzătoare unor valori mari ale efortului tangențial și respectiv ale puterii curentului.

În aceeași ordine de idei, curgerea turbulentă poate fi: turbulentă liniștită și turbulentă agitată (Mac, 1986; Grecu, 2018). Producerea curgerii turbulente agitate necesită o accelerare pe moment a vitezei, ea fiind caracteristică segmentelor de râu pe care se produce o constrângere din partea albiei, fie datorită prezenței unui pat aluvial alcătuit din roci dure, fie din cauza prezenței galeților de dimensiuni mari în albie (Mac, 1986). Trecerea de la curgerea turbulentă liniștită la cea agitată are loc când este depășită valoarea 1 a numărului Froude.

În urma interacțiunii cu patul albiei, o parte din energia apei se pierde, ceea ce determină scăderea vitezei de curgere în stratele inferioare. Se explică astfel predominarea, la nivelul multor secțiuni de albie, a transportului prin: târâre, rostogolire și salturi individuale la nivelul patului aluvial.

Raportat la tipul și poziția materialelor, în cadrul curentului de apă, procesul de transport este de mai multe tipuri: transport de fund, în suspensie și în soluție (fig. 11. 2).

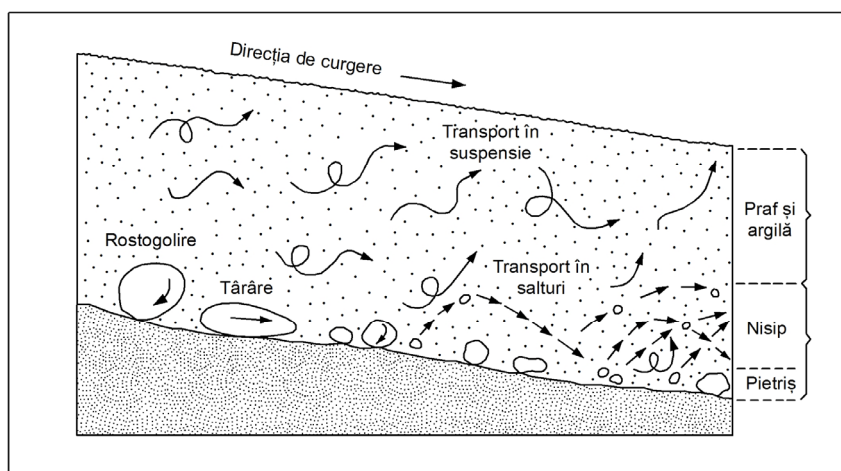


Fig. 11. 2. Transportul aluviunilor prin intermediul apelor curgătoare (Grecu și Demeter, 1997, p. 130)

Transportul de fund se referă la deplasarea fazei solide a debitului, care se dezvoltă în imediata vecinătate a suprafeței patului albiei (Ichim et al., 1989).

Principalele mecanisme prin intermediul cărora se produce sunt cele de: târâre, rostogolire, saltație etc. La rândul lor, ele depind de: viteza apei, valoarea debitului, forma și greutatea particulelor, caracteristicile morfologice ale patului albiei (accidentat, neted, sculptat în roci dure sau în depozite de pietriș și nisip).

Deoarece mobilizează îndeosebi sedimentele existente în componența patului aluvial, transportul de fund ajută la intensificarea eroziunii, pe fondul interacțiunii

dintre fragmentele de rocă mobile și patul aluvial. Transportul de fund, împreună cu regimul hidraulic al curgerii debitului lichid, constituie principala variabilă care determină apariția și formarea pe suprafața patului albiei a formațiunilor aluvionare (ripple marks sau riduri etc.) (Ichim et al., 1989).

Transportul în suspensie cuprinde materialele din albie mai grele decât apa, dar cu diametru mai mic de 0,8 mm (Grecu, 2018). Particulele în suspensie sunt menținute de către curgerea turbulentă a apei.

Cantitatea materialelor transportate în suspensie este influențată de: rocile din bazinul hidrografic, climă, vegetație, relief, debit și viteză. Ea variază și în cadrul aceleiași secțiuni, crescând de la suprafață spre adâncime; în profil longitudinal cantitatea crește dinspre sectorul superior, suprapus de obicei teritoriilor montane, alcătuite din roci dure și cu înveliș vegetal forestier, spre cel inferior de la câmpie (Mac, 1976). În cadrul transportului în suspensie sunt implicate atât aluviuni din patul albiei, cât și particule mai fine, care urmează să treacă în soluție, astfel încât *„se produce un permanent schimb reciproc de fază solidă între masa de lichid încărcată aluvionar și masa aluvionară de la suprafața patului albiei de curgere”* (Ichim et al., 1989, p. 120). Conform autorilor citați, din cauza inconvenientelor realizării unei distincții clare între transportul în suspensie și cel pe patul aluvial se preferă noțiunea mai largă de transport aluvionar total, dezvoltat pe întreaga adâncime de curgere, definit ca suma transportului aluvionar de fund și în suspensie.

Transportul în soluție include elementele dizolvate sau descompuse în apă, cum sunt carbonatul de calciu, sarea etc. El mai este denumit transport chimic și are la bază proprietatea apei de a dizolva diverși compuși și substanțe.

În cadrul unei alpii, tipurile de transport prezentate se efectuează combinat, în funcție de condițiile hidrodinamice locale și de particularitățile aluviunilor. De exemplu, în timpul viiturilor, un râu poate transporta în doar câteva zile, mai mult decât într-un an întreg și poate deplasa materiale grosiere de mari dimensiuni, pe care în restul timpului nu le poate antrena (Cioacă, 2006).

Volumul debitului solid și dimensiunea rocilor transportate este considerabil influențată de suprafața bazinului hidrografic și tipul climatului, în care are loc modelarea fluvială. Dacă în climatele reci, de la latitudini superioare, și în etajul montan predomină transportul de fund, prin târâre și rostogolire, în zona caldă și umedă râurile transportă materialele rezultate în urma alterării, în soluție. Prezența elementelor și compușilor chimici în apa râurilor contribuie la mineralizarea lor.

Înțelegerea manierei în care transportul fluvial participă la morfogenează ajută atât la descifrarea genezei formelor de relief din alpii, cât și la stabilirea celor mai adecvate măsuri și acțiuni de prevenire a eroziunii fluviale. Informațiile obținute pe această cale sunt deosebit de utile și pentru amenajările hidrotehnice și de navigație (Roșian, 2017).

11.1.3. Acumularea fluvială

Când pe întreaga secțiune a albiei are loc transportul aluviunilor, iar regimul hidrologic și hidraulic al curgerii debitului lichid determină gradual descreșterea forței hidrodinamice de antrenare sau creșterea forțelor de rezistență, se atinge starea de sedimentare a aluviunilor (Ichim et al., 1989). Acumularea fluvială mai este cunoscută și sub denumirea de aluvionare.

În condițiile date, aluviunile din râuri se acumulează din momentul în care energia curentului de apă nu mai este suficientă pentru a le transporta. Depozitele de albie formate prezintă o compoziție granulometrică diversă, condiționată tocmai de condițiile locale în care are loc sedimentarea. Pe măsură ce energia de transport se diminuează, inițial se depun materialele mai grosiere, transportate prin târâre pe patul aluvial, pentru ca ulterior să vină rândul celor mai fine transportate în suspensie. Prin depunerea aluviunilor transportate de râu se formează depozite aluvionare.

Granulometria materialelor depuse în albiile variază atât în secțiune transversală (cele mai grosiere se depun în albia minoră, iar cele mai grosiere în albia majoră și în luncă), cât și în profil longitudinal (materialele mai grosiere, de tipul bolovănișurilor se depun în sectorul superior, nisipurile și pietrișurile în sectorul superior și mijlociu, iar măturile și argilele în sectorul inferior).

Acumularea materialelor transportate de râuri determină o morfologie specifică de tipul ostroavelor, reniilor, depozitelor de pat aluvial, conurilor de dejecție, câmpiilor de nivel de bază, deltelor etc. Analizate în detaliu, toate aceste forme de relief furnizează informații prețioase despre regimul râului și a condițiile morfogenetice de la momentul formării lor.

În concluzie, starea generală de antrenare hidrodinamică a aluviunilor, incluzând repaosul, inițierea, dezvoltarea și stingerea transportului aluviunilor din albiile râurilor, constituie un proces geomorfologic complex întreținut de numeroase variabile și parametri, care fac referire la: caracteristicile hidraulice al curgerii debitului lichid (valoarea debitului, viteza medie a curentului de apă, gradientul hidraulic); caracteristicile geometriei albiei (lățimea la nivelul suprafeței libere, adâncimea apei, coeficientul de formă a secțiunii transversale, coeficientul de formă a patului mobil pe suprafața căruia se dezvoltă formațiunile aluvionare); proprietățile fizico-mecanice ale debitului lichid și solid (densitatea debitului lichid și a celui solid, vâscozitatea, diametrul și factorul de formă al aluviunilor, distribuția granulometrică a aluviunilor, concentrația aluviunilor în suspensie, accelerația gravitațională) (Ichim et al., 1989).

11.2. RELIEFUL FLUVIAL

Clasificarea formelor de relief fluvial, pe baza criteriului proceselor care le generează, relevă că ele au de obicei o origine mixtă. De pildă, albiile sunt considerate forme de eroziune, dar în cadrul lor se găsesc și formațiuni de acumulare; luncile sunt rezultatul acumulării; terasele sunt și ele rezultatul acumulării, dar fruntea lor a fost reliefată prin eroziune; deltele, câmpiile de nivel de bază și piemonturile s-au format prin acumulare, dar evoluția ulterioară implică și eroziune; versanții și văile sunt preponderent forme de eroziune, dar și în cadrul lor apar forme de relief care sunt rezultatul acumulării (conuri de împrăștiere, glacișuri etc.) (Roșian, 2017).

De asemenea, procesul de transport este implicat în geneza tuturor formelor menționate, el fiind veriga de legătură dintre eroziune și acumulare. Toate acestea demonstrează că nu există formă pură eroziune și formă pură de acumulare, iar echilibrul care se instituie între eroziune, transport și acumulare este aproape întotdeauna relativ (Roșian, 2017). În această situație, echilibrul trebuie înțeles ca rezultatul unui număr infinit de mecanisme geomorfologice, care acționează în interiorul domeniului fluvial și care îl influențează din afara lui. Astfel considerat relieful fluvial nu reprezintă decât forme de echilibru. De exemplu, renia, albia minoră, lunca, terasa, delta și chiar valea în întregul ei reprezintă un anumit echilibru (Mac, 1976), între eroziune, transport și acumulare.

Modelarea fluvială a unei suprafețe de teren, de tipul unui bazin hidrografic, generează o serie de forme de relief, începând cu albia, considerată pe bună dreptate elementul cel mai dinamic din cadrul acestui domeniu de modelare, și terminând cu valea, forma care exprimă cel mai bine modul în care a fost sculptat un teritoriu de către râuri.

Dimensiunea formelor de relief fluvial este controlată de numeroase variabile, atât independente (timpul, relieful preexistent, litologia, litologia, structura, clima, vegetația), cât și de variabile dependente (hidraulica curgerii, debitul lichid, debitul solid, adâncimea apei, panta albiei, nivelul de bază) (Schumm, 1977; Charlton, 2008). Dintre acestea valoarea debitului și distribuția lui este cel care contează cel mai mult. O astfel de afirmație este ușor de verificat și în teren, unde se observă că un curs de apă cu cât are un debit mai mare, cu atât caracteristicile sale morfometrice vor fi mai mari, tocmai pentru a asigura scurgerea volumului de apă în condițiile unei anumite pante (Mac, 1986).

Bineînțeles, dimensiunile nu cresc strict în progresie aritmetică, existând și râuri foarte late, de talia lui Mississippi, care se adaptează la creșterea debitului în aval prin creșterea adâncimii, în timp ce râurile mai mici, se adaptează la creșterea debitului în aval prin creșterea lățimii (Carlston, 1969).

Principalele forme de relief generate în urma interacțiunii râurilor cu suprafața terestră sunt: albiile, luncile, terasele, conurile aluviale, piemonturile, deltele, câmpiile de nivel de bază, versanții și văile fluviale.

11.2.1. Albiile

Din momentul permanentizării scurgerii apa se concentrează spre locurile cele mai joase, unde se organizează și începe morfogeneza specifică albiilor. Eficacitatea morfogenetică a apei, din albiile fluviale, va fi în funcție de energia pe care o posedă. Aceasta din urmă este cea care întreține procesele de eroziune, transport și acumulare, cele care vor genera întreaga suită a formelor de relief din albiile. Albiile cele mai instabile, prin raportare la dinamica proceselor și a formelor sunt cele rezultate în urma adâncirii râurilor în depozite aluviale; morfologia se schimbă substanțial pe măsură ce debitul, aprovizionarea cu sedimente și alți factori variază, deoarece aluviunile nu rezistă la eroziune (Huggett, 2017).

Mai trebuie adăugat că, indiferent de condițiile morfogenetice, unele trăsături morfologice se păstrează stabile, chiar dacă albia se află în plin proces de evoluție. Acest fapt atestă posibilitățile albiilor de a se ajusta la condițiile de mediu, la variația factorilor de control, dar și o ajustarea mutuală a variabilelor care o alcătuiesc (Rădoane et al., 2001).

Albia este canalul și malurile care îl delimitează, prin care se scurg apele la debite medii. Analizată în detaliu albia se dovedește o formă de relief complexă, prin simplul fapt că la nivelul ei se derulează procesele hidro dinamice, care stau la baza genezei reliefului fluvial. Dinamica proceselor din albiile sunt controlate de: viteza apei, debit, nivel, declivitate, alcătuirea materialului aluvionar și a substratului etc.

11.2.1.1. Secțiunea transversală a albiei

Raportată la geneza reliefului ea este unitatea geomorfologică elementară a unui râu, adică locul în care pot fi urmărite toate procesele morfogenetice, care au loc la nivelul acestuia (Rădoane et al., 2001).

Din cadrul acestei tematici, în secțiunea de față a lucrării, vor fi abordate următoarele subiecte: elementele dimensionale ale albiei, elementele morfologice ale albiei și subdiviziunile albiei.

A. Elementele dimensionale ale albiei

Dintre cei mai utilizați parametri în acest sens se disting (fig. 11. 3): lățimea albiei, lungimea albiei, perimetrul ud, suprafața secțiunii transversale, adâncimea albiei, declivitatea sau diferența de nivel între două puncte de-a lungul albiei de râu,

panta albiei ($S = (e_1 - e_2)/L$), raza hidraulică ($R = A/P$) (Rădoane et al., 2001; Grecu și Palmentola, 2003).

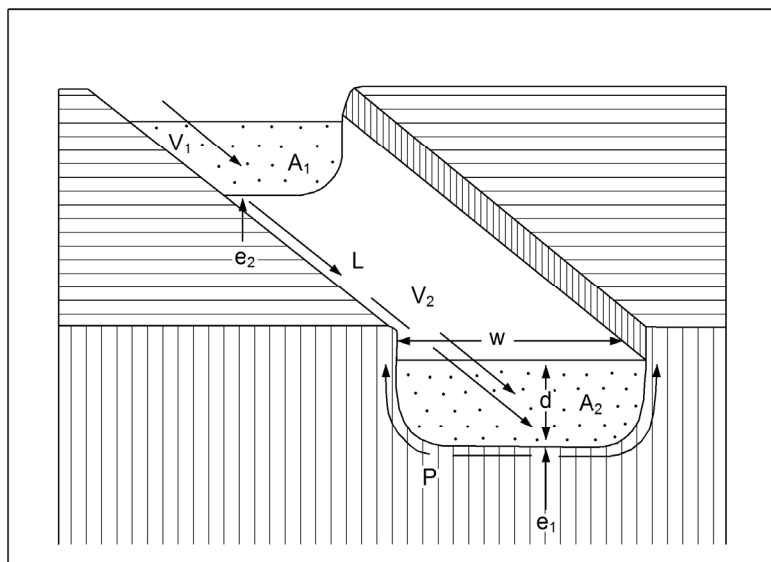


Fig. 11. 3. Elementele dimensionale ale unei albie de râu: W – lățimea albiei; l – lungimea albiei; P – perimetrul udat; A – suprafața secțiunii transversale; d – adâncimea albiei; e – diferența de nivel între două puncte (e_1 și e_2) (Rice, 1977, p. 164)

B. Elementele morfologice ale albiei

Modelarea fluvială este condiționată de caracteristicile morfologice a două elemente morfologice: **malurile** și **patul albiei** (fig. 11. 17). Luate împreună acestea dau **forma secțiunii de albie**.

a. Forma secțiunii transversale de albie

Cea mai stabilă formă a unei secțiuni de albie se identifică față de așa-numitul coeficient de formă, care este un raport între suprafața secțiunii albiei și suprafața unei parabole, în care se înscrie secțiunea (Ichim et al., 1989).

Cercetările efectuate în cadrul a numeroase secțiuni transversale de râu au evidențiat că există două forme generale stabile, strâns legate de natura și starea de agregare a depozitelor în care s-a format albia (Lane, 1937, citat de Ichim et al., 1989):

- **forma parabolică largă** este tipică secțiunilor de albie cu perimetrul alcătuit din nisipuri omogene necoezive; pentru acestea factorul de formă calculat ca raport între suprafața secțiunii albiei și suprafața unei parabole are valori între 0,90 – 1,00 (fig. 11. 4);

- **formă rectangulară sau trapezoidală** caracterizează secțiunile albiilor formate în depozite argilo prăfoase cu mare coezivitate (fig. 11. 4); pentru acest tip de

secțiuni, factorul de formă, calculat ca raport între suprafața secțiunii albiei și a secțiunii unui trapez ori dreptunghi înscris secțiunii, are valori cuprinse între 0,56 și 0,92.

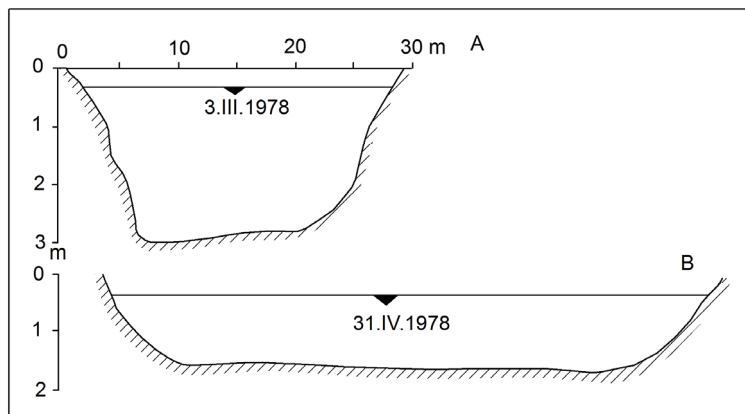


Fig. 11. 4. Secțiunea transversală a albiei râului Bârlad: A – forma trapezoidală; B – forma parabolică (Ichim et al., 1989, p. 144)

Analizată strict morfologic, principala trăsătură a secțiunilor transversale de albie este **asimetria**. Ea nu este caracteristică doar albiilor meandrate, ci și celorlalte tipuri de albie (Ichim et al., 1989).

Între asimetria secțiunii transversale și forma în plan a albiilor există o strânsă legătură, fapt care poate fi observat în modelul, cu cinci stadii evolutive (fig. 11. 5), propus de Knighton (1982, citat de Ichim et al., 1989); acestea sunt:

- stadiul 1 este reprezentat de o albie cu pat aluvial plan și secțiune trapezoidală; patul albiei este alcătuit din material eterogen, de la nisip la pietriș, iar malurile din depozite fine coezive; în natură astfel de albie sunt destul de rar întâlnite;
- stadiul 2 se atinge în timpul perioadelor cu ape mari când se formează bare mediane, aflate la distanțe inegale între ele, cu tendință de deplasare alternativă către unul din maluri; din cauza proceselor de acumulare simetria inițială a secțiunii transversale s-a deteriorat;
- stadiul 3 este caracterizat de creșterea înălțimii și lungimii barelor de aluviuni, de migrarea lor spre aval și de creșterea asimetriei secțiunii transversale a albiei; cu toate că albia se menține dreaptă, talvegul începe să meandrez;
- stadiul 4 înseamnă că dezvoltarea barelor de aluviuni are loc o dată cu lărgirea adâncurilor și eroziunea malurilor; se formează vaduri în secțiune B și D (fig. 11. 5 B), secțiunile transversale sunt alternativ și periodic asimetrice, iar albia se menține încă stabilă fără să se producă o schimbare spre meandrare;
- stadiul 5 este specific albiilor meandrate, caracterizate de acumulare la malul convex, unde se formează renia, și eroziune la cel concav, ceea ce determină migrarea albiei și a buclelor de meandru; în acest stadiu asimetria

secțiunii transversale devine maximă și este poziționată imediat în aval de apexul buclei de meandru.

Cu ajutorul analizei spectrale s-a putut demonstra că, asimetria secțiunii transversale are o comportare oscilatorie în lungul albiilor naturale, nesupuse constrângerilor litologice (Ichim et al., 1989).

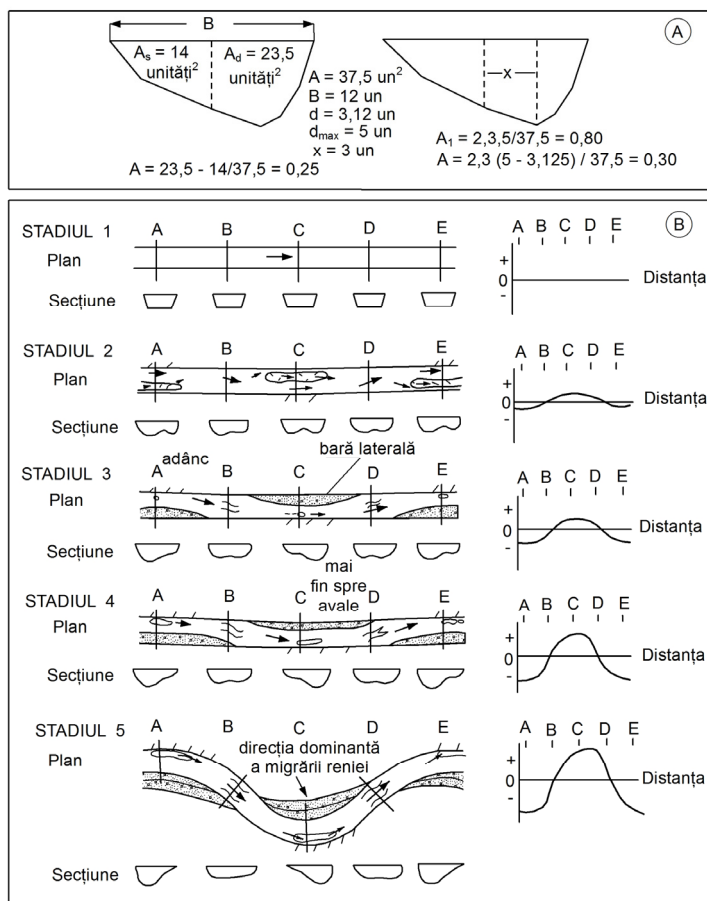


Fig. 11. 5. A. - Model pentru determinarea gradului de asimetrie a secțiunii transversale; B – stadii în evoluția gradului de asimetrie a albiei minore (Knighton, 1982, citat de Ichim et al., 1989, p. 145)

b. Malurile albiei

Curentul de apă, care se scurge prin albie, este delimitat de ceea ce este cunoscut sub denumirea de maluri.

Acestea sunt expresia schimbării permanente a raportului dintre procesele de eroziune și acumulare, care au loc simultan în cadrul aceleași secțiuni de albie;

alternanța eroziunii și acumulării de la un mal la altul, dovedește ca albiile cu toate că reprezintă forme de relief negative, ele nu sunt doar forme de eroziune, așa cum s-a considerat mult timp, ci forme de eroziune și acumulare (Rădoane et al., 2001).

Sub acest aspect, cele mai notabile diferențe se înregistrează între maluri albiilor sinuoase și meandrate, unde la malul concav predomină eroziunea, iar la cel convex acumularea.

Malurile concave au suprafața morfologică expusă spre râu, sub forma unei concavități; cu toate că procesele de eroziune sunt dominante, cele de acumulare lipsesc cu desăvârșire (Rădoane et al., 2001).

Geneza malurilor concave are loc mai ales în următoarele moduri: prin eroziune în sens strict și prin cedarea malurilor (Rădoane et al., 2001). Geneza malurilor prin eroziune este condiționată de caracteristicile hidraulice ale scurgerii, pentru ca formarea lor prin cedare să fie controlată de condiții climatice și de caracteristicile fizico-chimice ale materialelor care alcătuiesc malurile; procesele care controlează cele două tipuri genetice de maluri concave se desfășoară în intercorelație (Ichim et al., 1989).

Formarea malurilor concave prin eroziune necesită antrenarea materialelor particulă cu particulă, printr-un mecanism de desprindere discretă a lor, așa cum se întâmplă la malurile alcătuite din roci coezive (Rădoane et al., 2001). Dinamica acestor maluri se raportează la așa-numitul punct bazal de control al stabilității malurilor (Carson și Kirkby, 1972, citați de Rădoane et al., 2001), în funcție de care se disting trei situații posibile: frânarea retragerii malurilor (când rata de desprindere a materialelor este mai mare decât rata preluării lor de către râu, condiții în care la baza malului se produc acumulări care determină reducerea înclinării lui), retragerea uniformă a malurilor (dacă între eroziune și transport există un echilibru, ceea ce conduce la o retragere parțială a malului) și retragerea excesivă a malurilor (când capacitatea de transport a râului este mai mare decât rata de desprindere a materialelor din maluri).

Formarea malurilor concave prin cedare presupune desprinderea în masă a depozitelor. Și în această situație diferențierile morfodinamice sunt date de gradul de coezivitate a depozitelor, deosebindu-se (Rădoane et al., 2001):

- *malurile coezive* prezintă un grad de stabilitate strâns legat de unghiul de înclinare, înălțime, crăpături și fisuri, în funcție de care va fi distribuția forțelor tensionale; mecanismul cedării lor este asemănător cu cel al alunecărilor de teren rotaționale;

- *malurile necoezive* sunt caracteristice albiilor mobile, în componența lor predominând nisipurile și pietrișurile; dinamica lor este considerabil influențată de suprafața de drenaj, ea având un rol decisiv în poziționarea planului de cedare;

- *malurile mixte*, chiar dacă au o comportare dinamică ce include particularitățile celor două tipuri de depozite (coezive și necoezive), se deosebesc prin poziția în profil a acestora; caracteristică depozitelor mixte este formarea

malurilor de tip consolă, la care partea superioară rămâne în surplombă, atât timp cât malul nu este subminat foarte tare pentru a ceda.

Malurile convexe sunt definite de faptul că suprafața morfologică este expusă spre râu sub forma unei convexități. În perimetrul acestora are loc acumularea unei părți a materialelor transportate de râu. Depozitul format prin acumulare poartă diverse denumiri, în funcție de domeniul pentru care prezintă importanță. În inginerie se folosește mai mult termenul de bare aluvionare, iar în Geomorfologie cel de renie (fig. 11. 6).

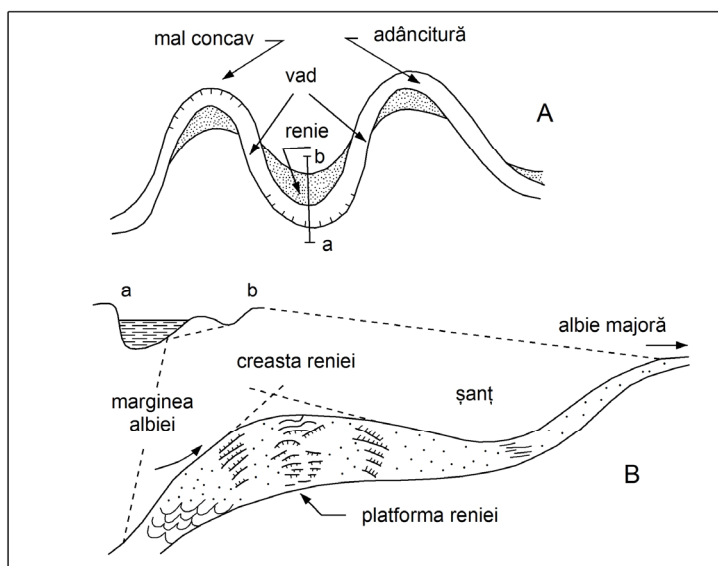


Fig. 11. 6. Configurația în plan (A) și în secțiune transversală a unei renii (Nanson, 1980, citat de Rădoane et al., 2001, p. 96)

Renia este definită în Dicționar geomorfologic ca „mică plajă nisipoasă sau pietroasă, care se formează pe malurile convexe ale râurilor sinuoase (meandrate)” (Băcăuanu et al., 1974, p. 158).

Prin raportare la stadiul de evoluție la care au ajuns și forma pe care o au reniile sunt de mai multe tipuri (Ichim et al., 1989):

- *reniile marginale* (point dune) reprezintă forme de tranziție de la microrelieful patului albiei la cel tipic malurilor convexe, de care nu sunt complet atașate; ele mai sunt cunoscute și sub denumirea de renii de tranziție. Prezintă un grad mare de instabilitate chiar dacă există și cazuri când ele sunt stabile. Analizate în profil transversal se dovedesc asimetrice, coama lor fiind puternic înclinată spre aval și spre patul albiei;

- *renia simplă* (point bar) este o formațiune rezultată prin acumularea aluviunilor la malurile convexe. Suprafața acesteia înclină ușor spre talveg și se află în ușoară contrapantă spre malul convex; în plan are formă de semilună (fig. 11. 7). Fiind inundate

frecvent, reniile simple nu sunt acoperite cu vegetație. Reniile simple, în componența cărora predomină nisipurile și pietrișurile, sunt specifice îndeosebi râurilor mici;

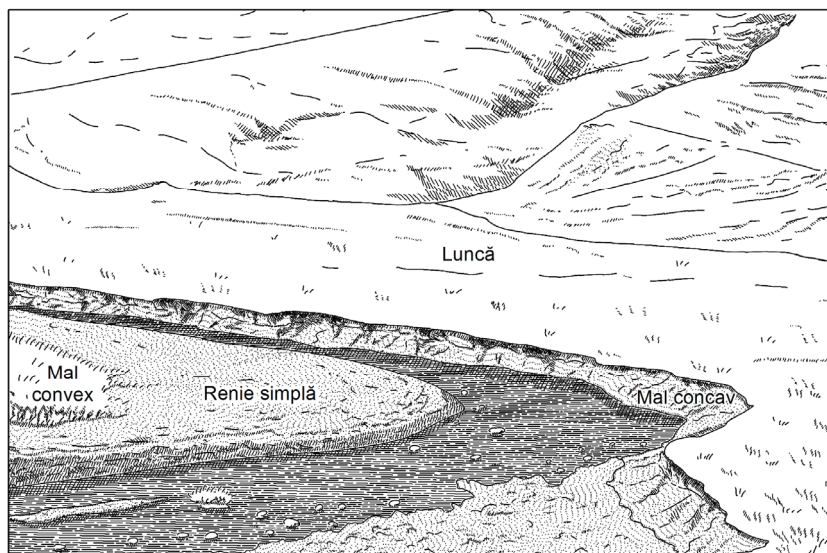


Fig. 11. 7. Renie formată pe malul drept al Brâglezului, în aval de Fabrica (Roșian, 2020, p. 284)

- *reniile în volute* (scroll-bar) sunt formațiuni geomorfologice și de sedimentare, formate la malurile convexe ale râurilor, care fac trecerea de la micromorfologia albiei minore la morfologia albiei majore. De cele mai multe ori, ele sunt delimitate de malul convex propriu-zis, prin intermediul unor șanțuri taluzate. Considerate împreună, succesiunile de renii în volute formează un complex de coame și depresiuni, dispuse mai mult sau mai puțin paralel cu râul. Aceste renii sunt acoperite cu vegetație și inundate doar la viituri excepționale.

Trăsăturile morfologice și sedimentologice ale reniilor diferă de la un râu la altul și în lungul acestora, fiind influențate de: mărimea râului, natura depozitelor, stadiul de evoluție și raportul dintre raza de curbură a buclei de meandru și lățimea albiilor (Ichim et al., 1989).

Conform sursei citate existența unei structuri de tip încrucișat, asemănătoare cu cea a dunelor eoliene, dovedește că formarea reniilor are loc simultan cu deplasarea lor, în cadrul unui proces în care forma se conservă, dar depozitele se schimbă. De asemenea, distribuția granulometrică a depozitelor din lungul coamei reniilor în volute, indică la fel, ca structura lor încrucișată, o continuă reînnoire a aluviunilor de la capătul aval.

Cauzele principale care determină formarea reniilor sunt de ordin hidrodinamic, morfologic și sedimentologic, rolul de bază revenind așa-numitei circulații secundare și curgerii în spirală care are loc în albie (Rădoane et al., 2001).

Integrarea reniilor conduce la formarea câmpiilor de renii (plain scroll), în suprafața cărora se detașează coamele reniilor, cele care ajung să domine altitudinal terenurile înconjurătoare, atât timp cât nu sunt estompate prin noile acumulări de materiale, în timpul inundațiilor ulterioare.

c. Patul albiei

Împreună cu formele de relief din componența sa patul albiei este caracterizat printr-o mobilitate excepțională, de unde caracterul efemer al morfologiei (Rădoane et al., 2001).

Există o serie de variabile care determină inițierea, formarea și dezvoltarea morfologiei patului albiei: parametrii hidraulici (caracteristicile scurgerii, viteza media a apei, adâncimea medie), caracteristicile depozitelor constituite ale patului albiei (diametrul, viteza de sedimentare, parametrii fizici ai fazelor solidă și lichidă a curgerii, densitatea apelor și a aluviunilor, vâscozitatea), parametrii geometriei albiei și a particulelor aluvionare de tranzit (factorii de formă a sectorului de albie, ai secțiunii transversale și a particulelor) (Ichim et al., 1989).

Pe baza criteriului duratei de formare și a gradului de conservare se disting două tipuri de morfologii ale patului albiei: efemeră și perenă.

Morfologia efemeră, după cum reiese din denumire, se menține destul de puțin. De exemplu, când se formează în timpul unei viituri, la următoarea variație semnificativă a debitului se modifică complet. Această morfologie mai este cunoscută și sub denumirea de formațiuni aluvionare (Ichim, et al., 1989).

Analiza morfologiei formată pe seama aluviunilor existente în patul albiilor relevă că ea are un caracter ondulatoriu. Ea este alcătuită din forme, care în profil longitudinal au aspectul unor triunghiuri asimetrice, iar în profil transversal sunt de obicei simetrice (Rădoane et al., 2001) (fig. 11. 8).

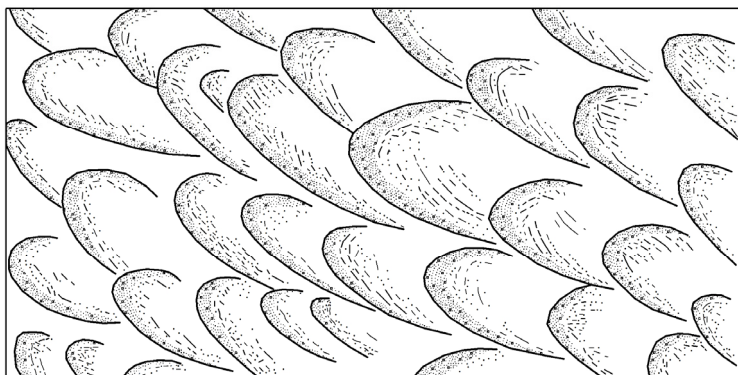


Fig. 11. 8. Morfologia efemeră a patului albiei (Roșian, 2017, p. 231)

Morfologia formațiunilor aluvionare este definită de următoarele mărimi (fig. 11. 9): lungimea de undă (distanța dintre două creste sau depresiuni succesive),

înălțimea (distanța pe verticală între creastă și baza formațiunii), indicele de ondulare (raportul dintre lungimea de undă și înălțime), flancul amonte sau revers față de direcția curgerii (are o pantă mai redusă), flancul aval sau de frunte (are o pantă mai a mare), indicele de simetrie (raportul lungimii proiecțiilor orizontale ale flancurilor amonte - aval), punctul bazal (dat de intersecția verticalei în profilul unui ripple, la separarea flancului de alunecare de aria acumulării de fund), punctul de margine (dat de intersecția verticalei cu profilul ripplului, la separarea flancului frunte, din aval, de flancul revers, din amonte), flancul de alunecare (partea cea mai înclinată a flancului adăpostit, cuprins între punctul de margine și punctul bazal) (Ichim, et al., 1989).

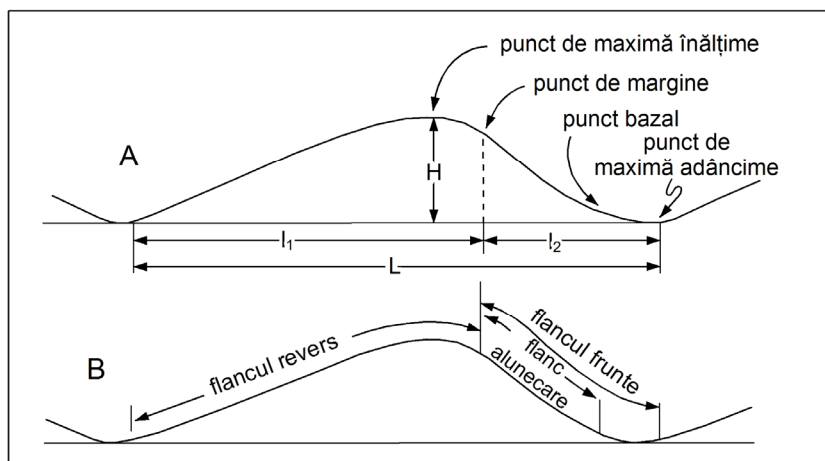


Fig. 11. 9. Definirea profilului unui ripple
(Reineck și Singh, 1975, citați de Ichim et al., 1989, p. 167)

Structura internă a formațiunilor aluvionare este alcătuită din lamine (strate subțiri) dispuse oblic, sub diferite unghiuri (frecvent 25 – 30°, mai mici la bază și mai mari în creastă); ele pot fi ascendente sau descendente și au diferite forme (fig. 11. 10). Odată cu deplasarea prin albie, compoziția lor granulometrică se modifică, fiind în general mai grosieră la bază, unde are loc și o agregare a aluviunilor, și mai fină la creastă (Ichim, et al., 1989).

Dintre cele mai cunoscute formațiuni efemere, existente în componența patului aluvial, se evidențiază: ripplurile, barele aluvionare, dunele aluviale, patul plan al albiei și antidunele.

Ripplurile sunt formațiuni aluvionare care se dezvoltă tridimensional pe patul albiei, în condițiile unui regim inferior de curgere ($Fr < 1$) (fig. 11. 11); în profil longitudinal ele au o formă geometrică variată, de la triunghiulară asimetrică, (cu pantă lungă și lină a flancului amonte, respectiv pantă abruptă a flancului aval), până la aproximativ sinusoidală simetrică (Ichim, et al., 1989). După autorii citați, în plan orizontal forma ripplurilor este dată de proiecția traseului crestei, care poate fi extrem de

diversă, pornind de la dispoziții neregulate tridimensionale cu vârfuri și adâncuri, până la dispoziții regulate, cu creste continue și paralele pe direcția curgerii; cele mai întâlnite tipuri de rippluri sunt următoarele: drepte, ondulate, lingoide, romboide, semilunare etc.

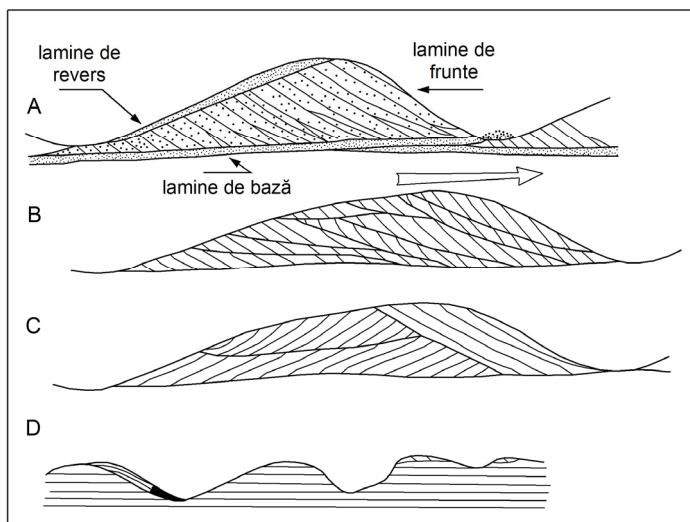


Fig. 11. 10. Structuri ale depozitelor de rippluri: A – a unui ripple bine dezvoltat; B – discordant primară a unui ripple gigant; C – discordant secundară; D – structura unui ripple de eroziune (Reineck și Singh, 1975, citați de Ichim et al., 1989, p. 168)

Ripplurile se formează pe patul albiilor constituit din material aluvionar fin și mijlociu, cu diametru mediu de 0,6 mm (nu se formează în cazul albiilor cu nisip grosier și pietrișuri) (Ichim, et al., 1989).

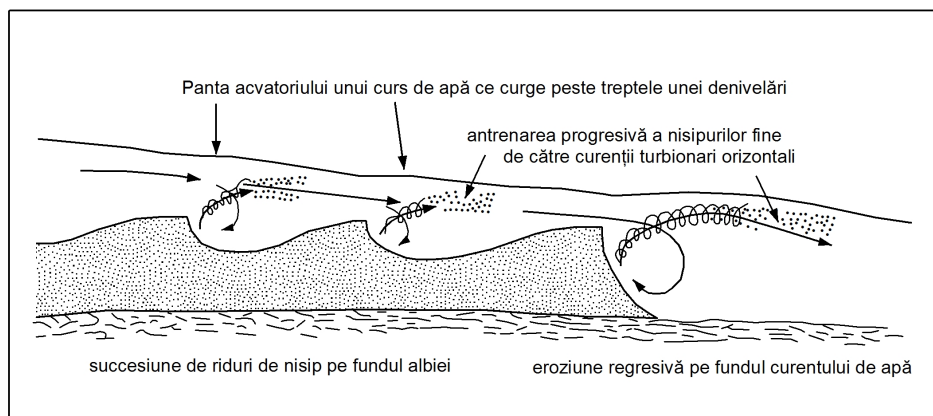


Fig. 11. 11. Influențele ripplurilor asupra curenților de curgere (Cioacă, 2006, p. 194)

Lungimea de undă a ripplurilor este de până la 30 – 60 cm, în timp ce amplitudinea nu depășește 3 – 6 cm; dimensiunile lor nu sunt influențate de

adâncimea curentului, ci doar de dimensiunea particulelor constituyente; o dată formate, sub acțiunea curentului de apă ele se deplasează spre aval, cu o viteză sensibil mai redusă decât viteza medie a curgerii (Ichim, et al., 1989).

Barele aluvionare reprezintă formațiuni ale patului aluvial, care au lungimi de același ordin de mărime cu lățimea albiei sau mai mare, lățimi de ordinul 0,5 – 0,8 din lățimea albiei și înălțimi comparabile cu adâncimea medie a curgerii care le generează (Ichim, et al., 1989); analizate în profil longitudinal ele au formă triunghiulară, flancul din amonte fiind puțin înclinat și alungit, în timp ce flancul din aval este abrupt și scurt; flancul din amonte a barelor aluvionare având o declivitate redusă, oferă condiții prielnice pentru formarea ripplurilor.

Dunele aluviale constituie formațiuni mai mari decât ripplurile și mai mici decât barele. În secțiune transversală au aceeași formă triunghiulară ca ripplurile, deoarece sunt formate în condiții specifice regimului inferior de curgere a fazei lichide ($Fr < 1$). Amplitudinea maximă a dunelor este, de obicei, de ordinul adâncimii medii de curgere în albie, iar lungimea crestei dunelor este de aceeași ordin cu lungimea lor de undă, care în majoritatea cazurilor este mai mare de 0,6 m (Ichim, et al., 1989). Prin deplasarea particulelor componente, dinspre flancul din amonte spre baza flancului din aval (mai abrupt), are loc migrarea dunelor prin albie.

Patul plan al albiei face referire la morfologia în care nu există nici o neregularitate mai mare decât diametrul maxim al particulelor; ea este specifică regimului tranzitoriu al curgerii (Ichim, et al., 1989). O morfologie de acest tip se dezvoltă în condițiile unei rezistențe foarte mici la curgere, când particulele se mișcă prin rostogolire.

Antidunele se formează pe fondul unui regim superior de curgere a fazei lichide ($Fr > 1$); ele au aspectul unei înșiruiți de ondulații simetrice pe patul aluvial. Forma lor variază de la cea triunghiulară la cea sinusoidală (specifică curgerii din timpul viiturilor). Dimensiunile antidunelor (lungimea de undă și amplitudinea) sunt influențate de mărimea râului, de debit și de caracteristicile aluviunilor din patul albiei. În cazul marilor fluvii, cum sunt Rio Grande și Colorado, au fost măsurate antidune cu lungimi de 3 – 12 m și amplitudini de 0,6 – 1,5 m (Simons și Richardson, 1966).

Morfologia perenă se evidențiază în urma analizei în profil longitudinal a albiei, sub forma unei alternanțe între vaduri și adâncuri.

Vadul reprezintă porțiunea din patul albiei în care adâncimea apei este mai mică, viteza curentului este mai mare, iar materialul component mai grosier (Rădoane et al., 2001).

Adâncul este sectorul din patul albiei în cuprinsul căruia adâncimea apei este mai mare, vitezele mai mici, iar granulometria depozitelor de albie mai redusă (Rădoane et al., 2001).

Pentru analiza vadurilor și adâncurilor trebuie luată în considerare morfologia, sedimentele transportate prin târâre, a regimului vitezelor, precum și adâncimea apei (Ichim, et al., 1989).

Cea mai evidentă alternanță între vaduri și adâncuri se poate observa în cazul albiilor meandrate, situație în care vadurile sunt localizate în punctul de inflexiune dintre două bucle succesive de meandru, iar adâncurile în axa buclei de meandru. Chiar dacă nu sunt foarte numeroase vadurile și adâncurile se întâlnesc și în cazul albiilor drepte și împletite.

Deoarece alternanța vadurilor și adâncurilor exprimă diferențierea în profil vertical a albiei, ea mai este denumită și meandrare verticală sau cea de-a treia dimensiune a meandrării (Keller și Melhorn, 1978) (fig. 11. 12). Conform autorilor citați meandrarea verticală o precedă pe cea orizontală. La aceleași concluzii s-a ajuns și în urma studierii canalului Bârladului, dintre Rădăuți și Crasna, care la 4 ani de la darea în folosință și-a creat o morfologie specifică cu succesiuni de vaduri și adâncuri (Rădoane și Rădoane, 2007b).

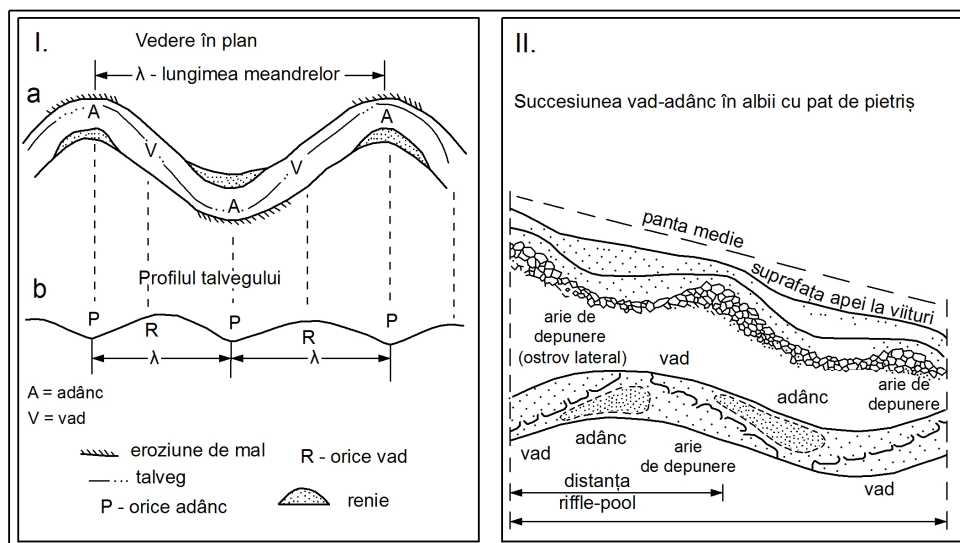


Fig. 11. 12. I. - Relația între meandrarea în plan (a) și meandrarea verticală (b); II. - succesiunea vad – adânc în albiu cu pietriș (Rădoane et al., 2001, p. 100)

Existența unei succesiuni între vaduri și adâncuri, atât în albiile sculptate într-un substrat rezistent, cât și în cazul celor formate în aluviuni (albiile mobile), dovedește că aceasta este una din trăsăturile fundamentale ale patului albiilor (fig. 11. 13). Se pare că alternanța vad – adânc este independentă de tipul de material din albie și că spațierea acestor forme este explicată în proporție de aproape 70% de variația lărgimii albiei (Keller și Melhorn, 1978).

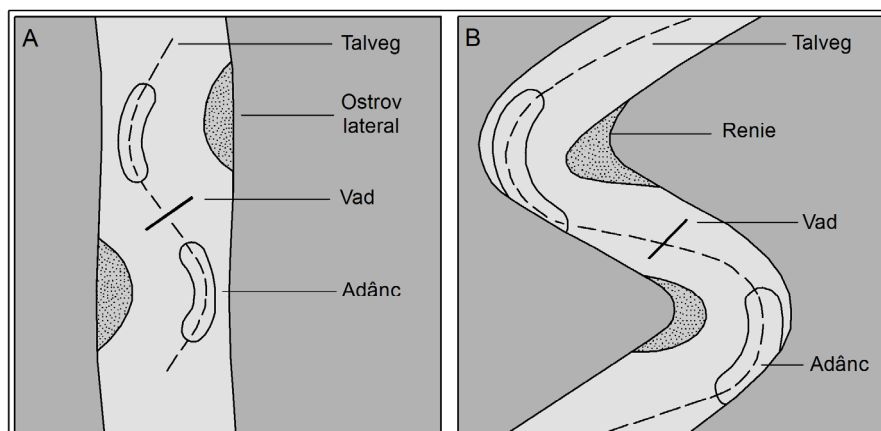


Fig. 11. 13. Microrelief asociat cu o albie rectilinie (A) și o albie meandrată (B)
(Ritter, 1986, citat de Rădoane et al., 2001 p. 101)

Alături de cauza menționată la spațierea patului aluvial în vaduri și adâncuri mai intervin următoarele: caracterului convergent și divergent al scurgerii în albie, undelor cinematice care însoțesc procesul de transport și forțelor dispersive (Rădoane et al., 2001). Conform celor precizate existența adâncurilor este asociată cu scurgerii convergente, iar cea a vadurilor celei divergente (Leopold et al., 1964, citați de Ichim et al., 1989) (fig. 11. 14. și 11. 15).

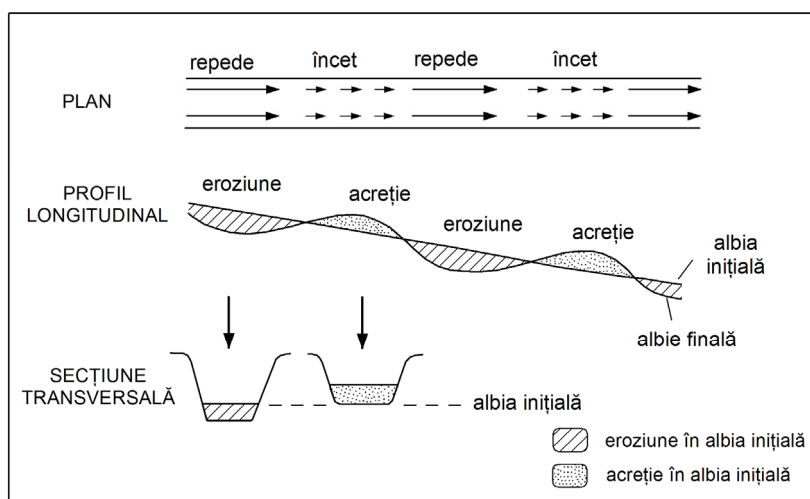


Fig. 11. 14. Formarea unei succesiuni de vad – adânc în lungul unui râu ilustrând eroziunea și acreția pe un pat de albie ce corespunde unor areale de curgere rapidă și încetă (Richards, 1982, citat de Rădoane et al., 2001, p. 104)

Dintre acestea, primul tip de curgere provoacă o creștere a forței tractive implicată direct în eroziunea albiei, determinând formarea adâncurilor, în timp ce al

doilea favorizează depunerile, formând vaduri; raportat la procesele geomorfologice, profilul longitudinal este rezultatul eroziunii și acumulării, care în final dau o succesiune de adâncuri și vaduri (Rădoane et al., 2001). Este important de reținut că atât eroziunea cât și acumularea, la nivelul vadurilor și adâncurilor, sunt procese dominante și nu exclusiviste, ele fiind influențate semnificativ de debit, așa cum se întâmplă în cazul viiturilor, când ele se uniformizează sau se pot chiar inversa.

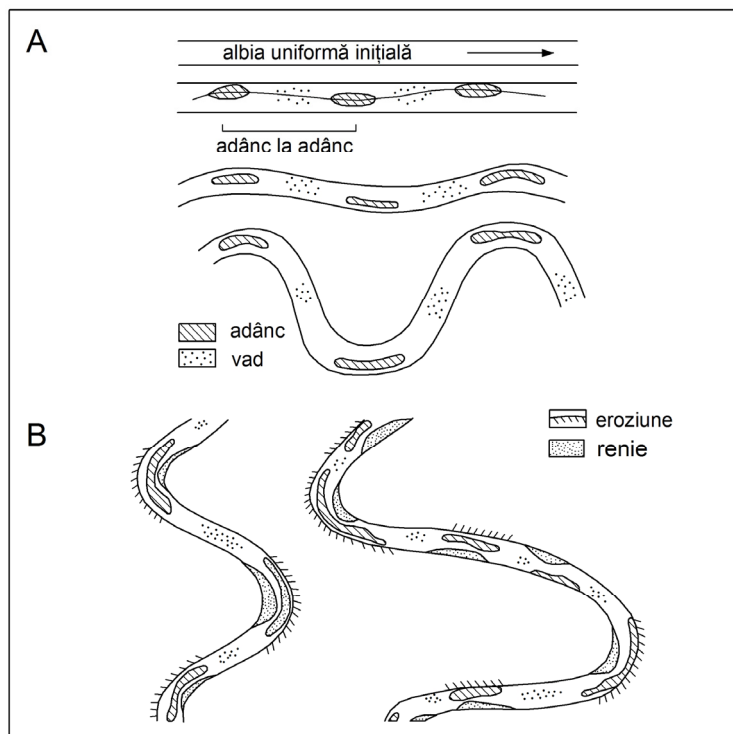


Fig. 11. 15. A – transformarea unei alpii drepte în albie meandrată în relație cu spațierea vaduri adâncuri; B – formarea unor vaduri și adâncuri suplimentare o dată cu creșterea lungimii albiei meandrate (Richards, 1982, citat de Rădoane et al., 2001, p. 104)

În albiile în care există renii adâncurile se asociază cu acestea, iar apoi evoluează împreună. Cei care au evidențiat acest fenomen au fost Keller și Melhorn (1973, citați de Ichim et al., 1989), ei separând două stadii evolutive (fig. 11. 16):

- stadiul 1 este definit de prezența unor condiții inițiale, când patul albiei este fără denivelări. Abia ulterior apar denivelări ușoare ale patului albiei, poziționate când spre un mal când spre celălalt. La baza malului, spre care înclină patul albiei, se formează o concavitate, în dreptul căreia albia devine mai adâncă, ceea ce înseamnă formarea unui adânc. Materialul desprins din concavitate se depune apoi în aval, pe capătul mai ridicat al planului de înclinare a patului albiei, precum și în segmentul de albie, unde are loc o schimbare a sensului de înclinare a patului;

- stadiul 2 se caracterizează prin transformarea concavităților incipiente în adâncuri (însoțite de renii), iar segmentele de racord dintre ele în vaduri (la nivelul cărora predomină acumularea);

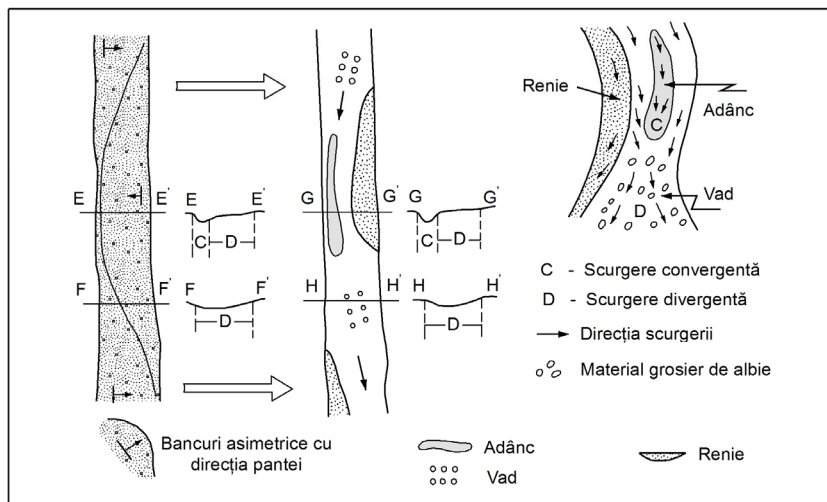


Fig. 11.16. Schemă generalizată a transformării concavităților asimetrice la adâncuri, vaduri și renii (Keller și Melhorn, 1973, citați de Ichim et al., 1989, p. 188)

Legătura între meandrarea orizontală și cea verticală se realizează prin intermediul malurilor care delimitează adâncurile. În timpul apelor mari și a viiturilor malurile cedează, primesc formă concavă, care prin dezvoltare constituie premisa formării unei bucle de meandru; Practic, pe măsură ce albia evoluează în această direcție (fig. 11.15 A), corespondența dintre spațierea vad-adânc se va suprapune peste lungimea de undă a meandrelor care se dezvoltă (Rădoane et al., 2001).

C. Subdiviziunile albiei

Fiind o formă de relief complexă, albia prezintă sub aspect genetic și dimensional următoarele subdiviziuni: canalul de etiaj, albia minoră și albia majoră (fig. 11.17).

Canalul de etiaj, denumit și talvegul, este porțiunea din albia minoră prin care are loc scurgerea apei la debite minime. El este o formă de relief instabilă atât ca dimensiune, cât și ca direcție în plan orizontal, din cauza acțiunii permanente a curentului de apă asupra lui. Nivelul de etiaj este media nivelurilor minime ale apei, care curge prin albie.

Albia minoră sau albia propriu-zisă secțiunea prin care apele se scurg la debite medii; ea include și malurile, prin intermediul cărora se delimitează de albia majoră. În secțiune transversală, forma albiei minore, poate avea aspect trapezoidal (în situația în care este săpată în roci coezive) sau parabolic (când este modelată în roci necoezive) (Blaga, et al., 2014).

În componența albiei minore se includ atât forme de eroziune (marmite, surplombe, abrupturi de mal, repezișuri, praguri, cascade, cataracte etc), cât și de acumulare (ostroave, insule, grinduri, renii etc.) (Mac, 1976; Grecu, 2018):

- **marmitele** sunt formate de către vârtejurile asociate curentului hidraulic care acționează asupra albiei;

- **surplombele** sunt localizate la baza cascadelor din patul aluvial și la partea inferioară a malurilor, fiind formate prin procesul de cavitației al apei;

- **abrupturile de mal** sunt consecința eroziunii malurilor concave;

- **repezișurile** sunt denivelări mici și dese, peste care apa curge învolburată;

- **pragurile** sunt dispuse transversal și s-au format datorită eroziunii neuniforme a patului aluvial;

- **cascadele** reprezintă căderi de apă pe verticală (la baza cascadelor se pot forma bazine, unde întreg procesul de retragere a abruptului este favorizat de cavitație și de slăbirea coeziunii rocilor, expuse frecvent la umezeală); o succesiune de cascade formează **cataractele**;

- **ostroavele aluviale** sunt acumulări de nisipuri și pietrișuri în albie, care nu sunt fixate cu vegetație;

- **insulele** reprezintă acumulări de aluviuni, localizate între brațe unui râu, acoperite cu vegetație;

- **grindurile** sunt depuneri aluviale asimetrice, cu aspect de fâșie laterală, formate din nisipuri și mълuri;

- **reniile** sunt rezultatul acumulării materialelor transportate de către râu la malul convex.

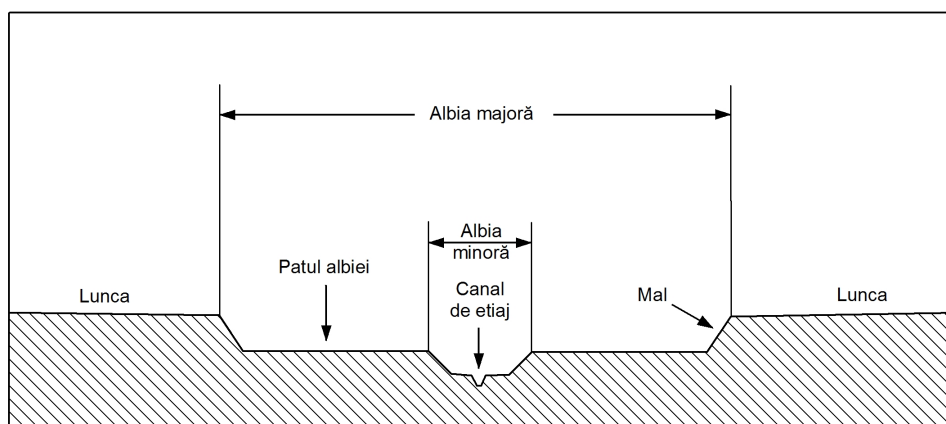


Fig. 11. 17. Elementele albiei (Roșian, 2017, p. 238)

Albia majoră reprezintă porțiunea de la partea inferioară a unei văi, supusă dinamicii fluviale, cu ocazia creșterilor periodice de nivel (ape mari, viituri, golirea lacurilor de acumulare etc.).

Pentru înlăturarea confuziilor, care se fac între albia majoră și luncă, trebuie menționate și următoarele definiții: albia majoră este un teren relativ neted ce mărginește un râu, care este inundat în timpul apelor mari (Wolman și Leopold, 1957); albia majoră este o suprafață aluvială adiacentă unei albiei, care este frecvent inundată (Chorley et al., 1984).

Din urmărirea celor notate reiese ideea că albia majoră este un teritoriu supus frecvent inundării. Comparativ cu acesta, lunca, cu toate că este și ea o fâșie de teren localizată de o parte și de alta albiei minore, ea este inundată doar la debite catastrofale. Din aceste considerente, dar și din altele cum ar fi diferențele morfologice și de dinamică, se consideră că nu trebuie pus semn de egalitate între albia majoră și luncă (Roșian, 2017). De asemenea, există posibilitatea ca la unele râuri sau sectoare de râu, în funcție de stadiul lor de evoluție, albia majoră să fie foarte extinsă, condiții în care lunca poate să lipsească.

Geneza albiei majore este rezultatul dinamicii curentului de apă încărcat cu aluviuni, dimensiunea ei fiind în relație directă cu valoarea debitului râului (Ichim et al., 1989).

La alcătuirea albiilor majore participă două tipuri de depozite: de renie și de inundație (Wolman și Leopold, 1957). Studiarea acestora oferă informații prețioase despre geneza albiilor.

Depozitele de renie s-au format prin acreție laterală, ca rezultat al acumulării aluviunilor la malul convex, în procesul de migrare a meandrelor (Rădoane et al., 2001). Acestea participă în unele cazuri în proporție de până la 80 – 90% la formarea albiei majore (Wolman și Leopold, 1957).

Depozitele de inundație sunt efectul proceselor de acreție verticală (agradare). Aceste depozite s-au format prin sedimentarea aluviunilor din apele care au inundat suprafața albiei majore, în condițiile în care frecvența scurgerii peste maluri este remarcabil de uniformă, în diverse medii și regiuni climatice, având un interval de recurență cuprins între 1 și 2 ani (Wolman și Leopold, 1957).

Un alt proces care contribuie la formarea albiilor majore, alături de acreția laterală și verticală, este avulsia. Ea reprezintă abandonarea bruscă a albiilor active de către râu, în favoarea unui nou curs (Bridge și Demicco, 2008); este caracteristică râurilor împletite. Procese de amplexare de acest tip au loc în albiile fluviilor care traversează câmpii de nivel de bază. De exemplu, schimbarea locului de vărsare a Fluviului Galben (în 1851) pe o distanță de peste 300 km, la nord de poziția lui anterioară, schimbarea cursului râului Kosi, afluent al Gangelui, pe o distanță de peste 100 km, în perioada 1736-1964 etc. (Rădoane et al., 2001).

Dintre formele de relief specifice unei albie majore se remarcă: meandrele, reniile, ostroavele, martorii de eroziune, grindurile laterale, bălțile pe cale de anastomozare etc.

11.2.1.2. Tipologia albiilor

Cunoașterea albiilor, în toată complexitatea lor, presupune o clasificare temeinică, pe baza unor criterii variate. Scopul acestui demers este stabilirea principalelor tipuri de alpii. Fiecare dintre acestea, pornind de la configurația în plan și dinamica proceselor fluviale, oferă informații obiective despre geneza și evoluția albiilor.

A. Criterii de clasificare a albiilor

Pentru stabilirea tipologiei albiilor se utilizează o serie de criterii, dintre care se disting următoarele: configurația în plan, tipul depozitului în care s-a format albia, stabilitatea depozitelor aluviale, granulometria depozitelor, tipul aluviunilor, criteriul relațiilor de cauzalitate etc.

Prezentarea lor evidențiază că demersul de clasificare al văilor are la bază două direcții. Prima face apel la criteriile care urmăresc forma sau configurația în plan, iar cea de-a doua caracteristicile aluviunilor și a depozitelor din alpii. Doar reunirea acestor criterii a permis elaborarea unei clasificări comprehensive, în cadrul căruia tipul de albie să ofere informații despre depozit, formă și evoluție, așa cum este clasificarea lui Schumm din 1981 și 1985.

Ținând seama de criteriul **configurației în plan** au fost distinse trei tipuri de alpii (Leopold și Wolman, 1957): rectilinii, meandrate și împletite.

Considerând același criteriu, al **configurației în plan** Brice (1975) deosebește trei tipuri de alpii: sinuoase, împletite și anamificate.

Pornind de la criteriul **tipului de depozit** în care s-au format albiile a rezultat o clasificare generală, în cadrul căreia se evidențiază: alpii aluviale (adâncite în aluviuni), alpii în roca în loc și alpii mixte. (Rădoane et al., 2001).

Caracterul stabilității depozitelor aluviale reprezintă și el un criteriu în clasificarea albiilor. Conform acestuia se remarcă trei tipuri de alpii: stabile, de eroziune și de acumulare. O clasificare de acest tip este recomandat să fie aplicată doar pe sectoare restrânse de alpii, deoarece în general cele trei tipuri pot alterna frecvent în cadrul aceleiași alpii (Mac, 1986).

Potrivit **criteriul granulometriei depozitelor din albie** se remarcă patru tipuri de alpii: măloase, nisipoase, cu pietrișuri și cu bolovănișuri. O asemenea clasificare face referire numai la dimensiunea aluviunilor și nu la forma albiilor, cu toate că în teren se observă că între natura și tipul granulometric al aluviunilor există relații strânse (Mac, 1986).

Unirea criteriului configurației în plan a albiei cu cel al tipului aluviunilor îi permite lui Schumm (1968) să recunoască două tipuri de alpii (fig. 11. 18):

- albiile cu un singur canal includ atât albiile drepte și cu sedimente de fund, cât și albiile meandrate cu sedimente mixte sau cu sedimente în suspensie. Albiile

împletite sunt considerate și ele albii cu un singur canal, adică râuri cu aluviuni de fund, care la ape mici vor ajunge emerse sub forma unor insule aluviale. Există și posibilitatea ca unele albii singulare să fie părți ale albiilor multicanaale, de fapt, cele mai multe albii sunt părți ale tipului dendritic de drenaj.

- albii multicanaale sau cu canale multiple sunt cele care curg pe o suprafață aluvială și sunt compuse din mai multe brațe; în categorie lor se includ brațele deltelor, râurile care curg prin câmpii aluviale etc.












Morfologie	Tip de canal		Aluviuni de fund	Aluviuni mixte	Aluviuni în suspensie
	Canale singulare	Forma canalului			
		raportul lățime/adâncime	60	25	8
		Modelul albiei	 	 	
Canale multiple	Modele	sinuozitatea	1,0 1,1	1,4 1,7	2,5
			 con aluvial	  câmpie aluvială anastomozare	

Fig. 11. 18. Tipuri de albii fluviale (după Schumm, 1968 p. 1580)

Ulterior, pornind de la **tipul aluviunilor** Schumm (1977) identifică trei tipuri de albii: cu sedimente de fund, cu sedimente mixte și cu sedimente în suspensie.

Continuarea experimentelor i-au permis lui Schumm (1977) să ajungă la concluzia că albiile aluviale își modifică morfologia patului la același debit, tip de sedimente și dimensiune a aluviunilor, dacă încărcătura și panta cresc. Pe baza acestor informații au fost propuse următoarele tipuri de albii (Schumm, 1977):

- albii drepte cu lățime uniformă în care există ondulații de nisip transversale, ordonate succesiv conform direcției de curgere a apei; panta talvegului are valori de aproximativ 0,3%;

- albii ușor meandrate, cu lățime uniformă, care au bare de aluviuni dispuse alternant, când la un mal când la altul; panta albiei are valori cuprinse între 0,3 și 0,5%;

- albii puternic meandrate, cu bare lipite de maluri și bancuri de eroziune încadrate de șuvițe de apă; panta se menține între 0,5 și 1,2%;

- albii meandrate cu ușoară despletire în care există bare izolate, despărțite de canale de curgere; talvegul are valori ale pantei între 1,2 și 1,5%;

- albii despletite, cu numeroase canale de curgere între care există bare izolate; panta se menține în jur de 1,5%.

O nouă clasificare propusă de Schumm este cea din 1981; ea a fost apoi reluată în 1985. Pornind de la aceasta, în anul 2005, Schumm propune o altă clasificare a albiilor având la bază tendințele de evoluție, și nu neapărat morfologia în plan orizontal. Au fost deosebite în acest sens două tipuri de alpii (Schumm, 2005):

- albiile în echilibru dinamic (în regim/graded) sunt cele a căror morfologie și tendință evolutivă sunt controlate de legile geometriei hidraulice. În categoria lor sunt incluse toate tipurile de alpii aluviale identificate în clasificările anterioare (drepte, sinuoase, meandrate, împletite și anastomozate), cu excepția celor din clasificarea lui Montgomery și Buffington (1997). Pentru indicarea lor Schumm (2005) folosește termenul de alpii statice, pentru a semnala evoluția acestora în sensul de menținere a unei morfologii standard. Astfel, un curs de râu cu dinamică foarte accentuată este static sau în echilibru dacă această dinamică reflectă tendința normală de evoluție;

- albiile în dezechilibru (non regim channel) cuprind albiile care nu evoluează în acord cu legile geometriei hidraulice, fiind controlate de rocă și aluviuni mai vechi, motiv pentru care sunt considerate instabile. Pornind de la modul de participare a **rocilor** și **aluviunilor** au fost distinse mai multe subtipuri de alpii. În situația albiilor cu pat de rocă, capacitatea de transport depășește cantitatea disponibilă de sedimente, iar morfologia albiei este o funcție a caracteristicilor fizice ale rocii din patul albiei și nu impusă de caracteristicile hidraulice și de transport sedimentar ale râului. Raportat la **gradul de participare a rocii**, în impunerea caracteristicilor albiei, pot fi identificate **două subtipuri**: alpii complet controlate de rocă și alpii semicontrolate de rocă. În situația **albiilor aluviale în dezechilibru** (care se consideră că au o evoluție diferită de tendința normală, conform legilor geometriei hidraulice), pornind de la procesul deviant predominant, au mai fost deosebite **trei subtipuri de alpii**: cu tendință de agradare, degradare (incizie) și avulsie.

Merită amintită, în acest context, clasificarea propusă de Montgomery și Buffington (1997). Ea are în atenție profilul longitudinal al albiilor din bazinele hidrografice cu alimentare din regiunile montane. Au fost identificate în acest sens trei tipuri de alpii (fig. 11. 19): coluvială (organizare incipientă a scurgerii), săpată în rocă și aluvială. La rândul ei, tipul de albie aluvială are cinci subtipuri: albie cu scurgere în cascadă, albie cu scurgere de tip prag – adânc, albie cu pat de pietriș, albie cu scurgere de tip vad – adânc și albie în echilibru (Montgomery și Buffington, 1997). Cu excepția albiei în echilibru, primele patru tipuri de alpii aluviale sunt influențate în evoluția lor și de o serie de alți factori de control, nu doar de regimul de scurgere și panta (Feier, 2010).

Interesantă este și clasificarea propusă de Rosgen (1994), care pornind de la natura materialului din patul albiei și maluri, a gradului de incizie, a pantei, a raportul lățime/adâncime și a sinuozității, a identificat 41 de tipuri de albie, pe care le grupează în 7 categorii, care pot fi reduse la cele 4 mari categorii utilizate în practică: A – drepte; B - cu sinuozitate redusă; C – meandrate; D - cu canale multiple de scurgere (D – împletite, DA – anastomozate) (fig. 11. 20).

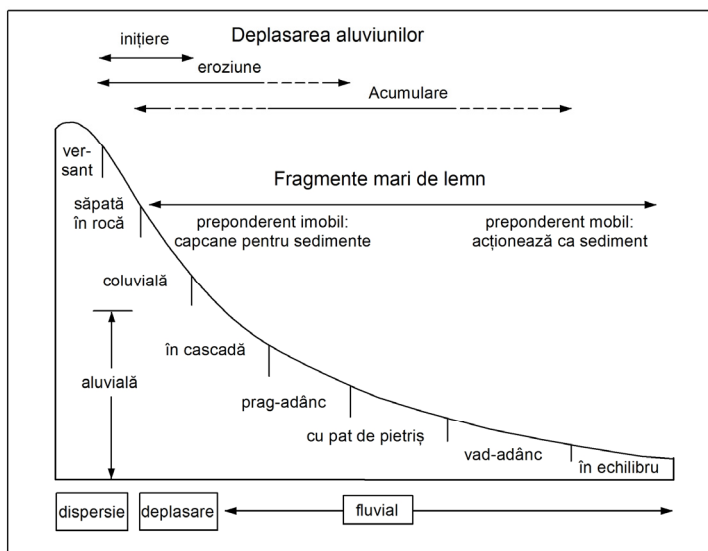


Fig. 11. 19. Distribuția ideală în profil longitudinal a tipurilor de albie specifice unui râu cu bazin hidrografic montan (după Montgomery și Buffington, 1997, p. 603)

Material dominant în patul albiei	A	B	C	D	DA	E	F	G
1 ROCĂ								
2 BOLOVĂNIȘ								
3 PIETRIȘ MARE								
4 PIETRIȘ MĂRUNT								
5 NISIP								
6 PRAF/ ARGILĂ								
Raport de incizie	< 1,4	1,4 - 2,2	> 2,2	N/A	> 2,2	> 2,2	< 1,4	< 1,4
Sinuozitate	< 1,2	> 1,2	> 1,4	< 1,1	1,1 - 1,6	> 1,5	> 1,4	> 1,2
Raport lățime/adâncime	< 12	> 12	> 12	> 40	< 40	< 12	> 12	< 12
Panta la oglinda apei	0,04 - 0,099	0,02 - 0,039	< 0,02	< 0,02	< 0,005	< 0,02	< 0,02	0,02 - 0,039

Fig. 11. 20. Clasificarea tipurilor de albie (Rosgen, 1994, citat de Feier, 2010, p. 12)

De menționat că ultimele două clasificări se înscriu tendinței manifestată după anul 1990 de a studia în detaliu și albiile cu pat de rocă, care evoluează în condiții energetice mult mai mari decât cele aluviale (Feier, 2010).

Revenind la clasificarea lui Schumm (1981 și 1985) ea **are la bază relațiile de cauzalitate** dintre configurația în plan a albiilor, tipul aluviunilor transportate și modul de sedimentare a acestora (fig. 11. 21); din motive didactice, și anume ușurința identificării albiilor în teren, ea va fi detaliată în continuare. Conform autorului citat, cele cinci tipuri de albii identificate prezintă următoarele caracteristici:

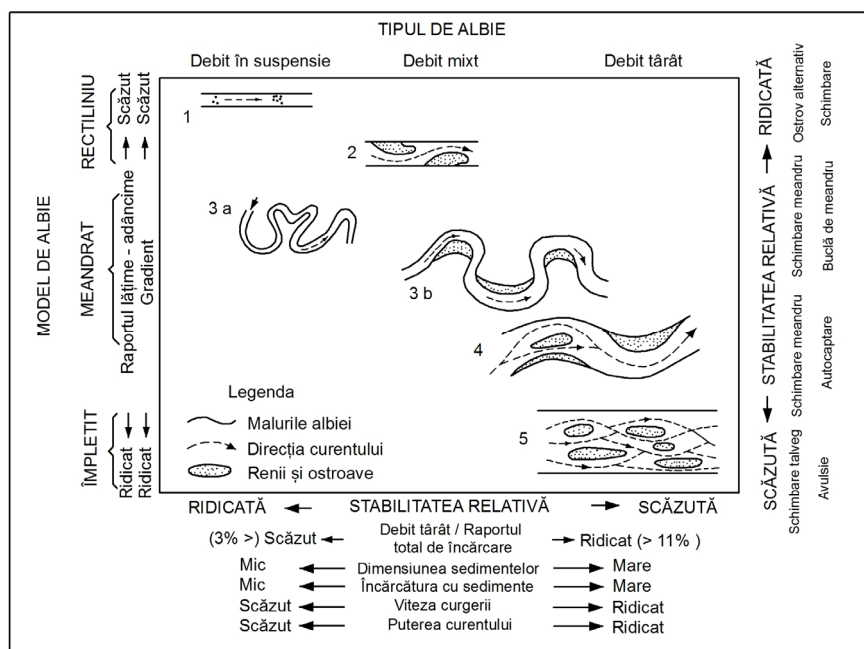


Fig. 11. 21. Clasificarea albiilor bazată pe modelul tipului încărcăturii sedimentare, cu evidențierea tipul de albie, a stabilității relative și alte variabile asociate (Schumm, 1981, citat de Schumm, 1985, p. 10)

- **tipul 1** este reprezentat de **albiile drepte**, cu lățimi uniforme, caracterizate de pante mici și maluri stabile, prin care transportă cantități reduse de aluviuni; ele sunt formate în depozite în care predomină praful și argila. Bancurile de aluviuni din patul albiei migrează în limitele acestora, dar fără a conduce la instabilități. Astfel de albii sunt destul de rare și se mențin stabile; din categoria lor fac excepție cele care au fost create în mod artificial să fie drepte;

- **tipul 2** include **albiile sinuoase** la nivelul talvegului, prin care se transportă cantități reduse de aluviuni. Cu toate că malurile se mențin drepte, ca în cazul tipului precedent, prin ele se transportă un debit solid mixt, alcătuit din aluviuni târâte și în suspensie, din care se formează ostroave, dispuse de o parte și de alta a talvegului. Aceasta demonstrează că acumularea de la un mal va fi înlocuită de eroziune, pe măsură ce ostrovul migrează spre aval;

- **tipul 3** cuprinde **albiile meandrate** care prezintă o valoare relativ scăzută, până la moderată, a transportului de aluviuni, raportată la puterea totală a curentului de

apă. Au fost deosebite mai multe modalități de meandrare, situate între două extreme: 3a – *albie foarte meandrată* în care predomină debitul solid în suspensie, ceea ce o determină să fie mai stabilă comparativ cu subtipul următor, evoluția ei fiind spre autocaptare de meandru; 3b - *albie meandrată*, mai instabilă, datorită prezenței unui debit solid mixt, în care predomină totuși debitul târât;

- **tipul 4** se referă la *albiile meandrat-împletite de tranziție* caracterizate prin valori mari ale debitelor solide și alcătuite predominant din nisipuri, pietrișuri și blocuri de rocă. Lățimea albiei este variabilă, dar este relativ mare în comparație cu adâncimea; la rândul său și gradientul albiei este mare. În albie se formează bancuri de nisip și ostroave, care contribuie la modificarea traseului curgerii și la eroziuni de mal;

- **tipul 5** are în atenție *albiile împletite* definite de o valoare relativ mare a transportului de sedimente, ceea ce determină condiții favorabile pentru geneza ostroavelor de tip romboidal. Albiile sunt foarte instabile fiind afectate de fenomenul de avulsie. La acest tip Schumm (1981) include și albiile anastomozate, care sunt mai stabile decât precedentele, datorită predominării debitului solid în suspensie. Ele nu sunt altceva decât albiile împletite, varianta anastomozate.

Alături de tipurile prezentate, în urma unor cercetări ample în natură sau în laboratoare experimentale s-a adus în discuție existența unor stiluri fluviale derivate (Brice, 1975) sau stiluri fluviale de tranziție (Rinaldi et al., 2011).

În cazul stilurilor fluviale derivate forma nouă derivă continuu din cea anterioară, după dimensiuni cantitative ale coeficientului de cotire, gradului de despletire, gradului de ramificare, dar și după caracterul meandrării, caracterul despletirii, caracterul ramificării (Grecu, 2018).

Prin termenul de tranziție se înțelege în acest context un stadiu sau fază intermediară între tipurile clasice, rezultat de fapt din evoluția procesului de meandrare sau a procesului de despletire; trecerea, de la un tip de albie la altul, se face lent, prin aceste faze intermediare, spre atingerea unui echilibru între procesele de eroziune, transport și acumulare (Grecu, 2018).

Tipul (faza) tranzițional de bare depoziționale (renii) rătăcitoare sau divagante (transitional wandering) constituie forma rezultată din albiile drepte și sinuoase, prin procesele de eroziune în albia majoră și depunere laterală în albia minoră; în acest caz transportul se face pe distanțe reduse din amonte spre aval (Rinaldi et al., 2011).

Tipul (faza) tranzițional sinuos cu bare alternante (transitional sinuos with alternating bars) rezultă din albiile meandrate sau anastomozate prin procese de eroziune și depunere laterală de o parte și alta a albiei minore, constituind o etapă avansată a tipului divagant. De asemenea, în literatura de specialitate se folosește tipul de tranziție ca fiind rătăcitor, divagant (wandering) (Demarchi et al., 2016, citat de Grecu, 2018).

Ambele tipuri tind să creeze albiile despletite, deoarece un rol important în schimbarea de stil îl au dinamica apei, panta și depozitele aluviale (Grecu, 2018).

B. Tipuri de alpii

Dintre criteriile aplicate pentru clasificarea albiilor, cel care pornește de la forma sau configurația în plan, la care se adaugă și informații despre aluviunile transportate, se apropie cel mai mult de situația existentă în teren. Conform acestui criteriu se pot individualiza trei tipuri principale de alpii: drepte, meandrate și împletite (cu varianta anastomozate).

La aceste trei tipuri se poate adăuga un al patrulea intitulat alpii anararmificate sau anabranching channels (anabranching rivers). Considerarea acestuia doar ca un subtip al albiilor împletite poate conduce la confuzii, având în vedere particularitățile morfologice și structurale ale terenului dintre canale, precum și interacțiunea curentului de apă cu malurile.

a. Albiile drepte sunt după cum menționa Leopold și Wolman (1957) atât de rar întâlnite în teren, încât aproape că nici nu există. Din acest motiv referirile au început să se facă doar la sectoare de alpii drepte, care pe o distanță de cel puțin 10 ori lățimea lor, își mențin direcția liniară. În contextul dat albia dreaptă este doar o stare temporară, comparativ cu alte tipuri, cum sunt albiile meandrate și împletite, care sunt mai degrabă o expresie a evoluției, spre cea mai posibilă stare de echilibru morfogenetic.

Convențional se consideră că albiile rectilinii sunt cele care au valoarea indicelui de meandrare sub 1,1 (Schumm, 1977).

Cu toate că aceste alpii au caracteristici geomorfologice asemănătoare cu celelalte tipuri, se disting totuși prin câteva note de specificitate: o tendință ușoară de meandrare la nivelul talvegului, datorită prezenței debitului solid, din care se formează alternativ, la un mal și la celălalt, ostroave; prezența vadurilor și adâncurilor, organizate după aceleași legități ca la celelalte tipuri de alpii; se apreciază că la acest tip de albie nu există energie suplimentată față de cea necesară transportului debitului lichid, energie care să fie folosită pentru schimbarea direcției curgerii prin eroziunea malurilor și migrarea albiilor (Rădoane et al., 2001).

În privința alcătuirii granulometrice, pe patul albiilor drepte sau rectilinii, predomină materialul grosier, din categoria pietrișurilor și bolovănișurilor, pe care râul cu sinuozitate și putere mică de transport nu-l poate mobiliza (Ichim et al., 1989).

b. Albiile meandrate sau sinuoase sunt cele care, datorită unor cauze intrinseci și extrinseci, nu își păstrează traseul liniar. Termenul de meandru provine de la hidronimul grecesc *maiandros* care în traducere înseamnă *fluviu din Caris*, celebru prin sinuozitățile sale (Ichim et al., 1989)

Coeficientul de meandrare. În scopul cunoașterii gradului de abatere a cursului de la direcția liniară, și încadrarea la alpii sinuoase sau meandrate se calculează valoarea coeficientului de meandrare sau sinuozitate (C_m); el este raportul

dintre lungimea reală a râului (L) sau a sectorului de râu analizat și lungimea în linie dreaptă a distanței dintre extremitățile râului sau a sectorului considerat (AB):

$$C_m = \frac{L}{AB}$$

La modul general valorile coeficientului de meandrare variază între 1 și 4, sau chiar mai mult în unele cazuri (Mac, 1986). Râurile cu un coeficient de sinuozitate mai mare de 1,3 (după Chang, 1979) sau 1,5 (după Leopold și Wolman, 1957) sunt considerate meandrate, cele cu valori între 1,1 și 1,3 sinuoase, iar acelea pentru care valoarea este mai mică de 1,1 (Schumm, 1977) se consideră drepte. Cu cât valoarea coeficientului de meandrare este mai mare pe aceeași distanță, cu atât panta albiei este mai mică.

Elementele meandrelor, cele care ajută la caracterizarea albiilor meandrate, sunt următoarele: lungimea buclei (L), înălțimea buclei (h), amplitudinea – distanța măsurată perpendicular pe lungimea meandrului, între apexurile a două bucle (A), raza de curbură sau raza arcului de cerc în care se înscrie bucla (r), lățimea albiei (l) și unghiul maxim dintre traseul meandrului și direcția medie spre aval a acestuia (ω), la care se adăugă lungimea totală pe meandru (M) (fig. 11. 22) și adâncimea albiei (d). În același timp, când se studiază meandrele se delimitează și formele de relief adiacente albiei cum sunt: lobul (suprafața delimitată în interiorul buclei unui meandru) și pedunculul meandrului (secțiunea cea mai îngustă a lobului).

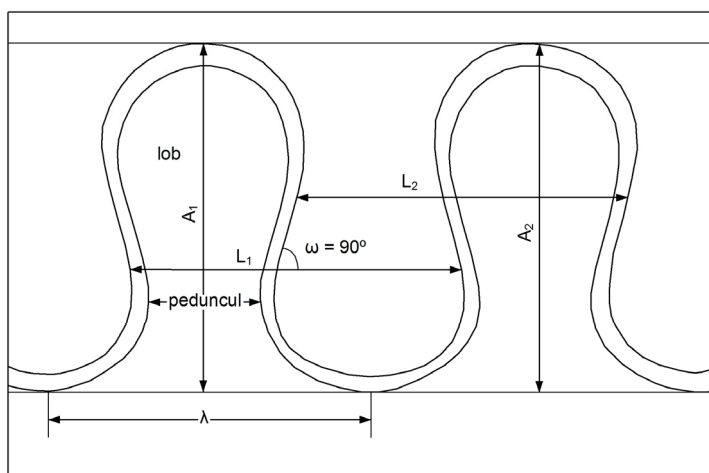


Fig. 11. 22. Elementele meandrului: L_1 , L_2 – lungimea meandrelor; A_1 , A_2 – amplitudinea meandrelor; λ – lungimea de undă; ω – unghiul maxim dintre traseul meandrului și direcția medie spre aval a acestuia (Roșian, 2017, p. 245)

Cercetarea albiei meandrate se realizează începând cu bucla de meandru; două bucle formează un meandru, context în care se poate identifica încă un element al

meandrelor, și anume lungimea de undă (λ), care este distanța măsurată în linie dreaptă între extremitățile celor două bucle (Rădoane et al., 2001). Conform autorilor citați, delimitarea fiecărei bucle de meandru se face pe baza razei de curbura, pornind de la ideea că arcele adiacente sunt legate de acestea prin segmente de linii drepte; pentru ca un segment de albie să fie buclă de meandru, coarda acesteia trebuie să fie mai mare decât raza și să nu fie de șapte ori decât lățimea albiei.

Cauzele meandrării. În literatura de specialitate (Leopold și Wolman, 1957; Schumm, 1977; Schumm, 1981; Chorley et al., 1984; Mac, 1986; Ichim et al., 1989; Rădoane et al., 2001; Charlton, 2008; Morais et al., 2016; Depret, 2017; Huggett, 2017 etc.) se consideră că procesul de meandrare este cauzat de numeroase variabile, dintre care cele mai importante sunt următoarele: debitul lichid, debitul solid, litologia, scurgerea helicoidală, panta albiei.

Debitul lichid influențează în mod direct procesul de meandrare. În funcție de valoarea debitului acestuia va fi și dimensiunea elementelor meandrelor. Studiile întreprinse de Leopold și Wolman (1957) au demonstrat că lungimea meandrului este direct proporțională cu mărimea debitului.

Debitul solid, mai ales prin cantitatea și natura materialelor transportate, se consideră determinant în meandrare, în sensul că odată ce aluviunile descresc în cantitate și în calibr, albiile devin înguste și adânci și tind să meandreze (Mac, 1986).

Litologia influențează procesul de meandrare în special prin compoziția granulometrică a depozitelor din albie. Ca urmare a experimentelor efectuate de Schumm (1977) s-a demonstrat că depozitele din albiile meandrate au un procent mai mare de praf și argilă, comparativ cu cele rectilinii și de tranziție. Autorul citat a evidențiat că albiile sculptate în depozite cu procent de praf și argilă de peste 60%, au un coeficient de meandrare de peste 1,5. Se apreciază totuși că litologia nu este factor determinat, în lipsa căruia în proporțiile specificate să nu aibă loc meandrea, deoarece ea este prezentă și la râurile care curg pe ghețari sau la curenții oceanici (Schumm, 1977).

Scurgerea helicoidală a curențului de apă a fost indicată ca posibilă explicație, dar s-a ajuns la concluzia că, ea nu explică relațiile fundamentale, care se stabilesc între elementele morfometrice ale meandrelor, ci cel mult, procesele de eroziune și acumulare în albiile meandrate (Leopold et al., 1964).

Panta albiei este apreciată și ea ca fiind esențială în favorizarea meandrării, în sensul că pantele mici, sub 5°, susțin acest proces. Rolul pantei nu trebuie însă absolutizat, deoarece la aceeași pantă, dar la debite deosebite, albiile evoluează diferit (Schumm, 1977).

Prezentarea argumentelor și contraargumentelor aferente fiecărei variabile relevă că fiecare dintre acestea pot fi considerate ca atare numai în contextul unui proces larg de interacțiune (Mac, 1986). Conform autorului citat, procesul scurgerii și acțiunea mecanică asupra patului aluvial și a malurilor sunt factorii principali care dictează relieful albiilor, valoarea elementelor morfometrice (lățime, adâncime,

pantă etc.), geometria în plan albiilor și stadiul de evoluție a albiilor. În concluzie, valorile și particularitățile acestora sunt efectul răspunsului divers al substratului la acțiunea variabilelor menționate.

Evoluția meandrelor este strâns legată de interacțiunea curentului de apă cu malurile. Chiar dacă acestea pot fi drepte, pe un anumit sector, variația debitului determină abaterea curentului de apă spre stânga și spre dreapta obligându-l să interacționeze cu malurile (Charlton, 2008). În cazul în care deține suficientă energie liberă, din mal sunt erodate și antrenate materiale. În urma lor rămâne o concavitate, față de care curentul de apă nu mai curge paralel ci sub un anumit unghi (fig. 11. 23), favorizând în continuare eroziunea malului, al cărui concavitate se accentuează.

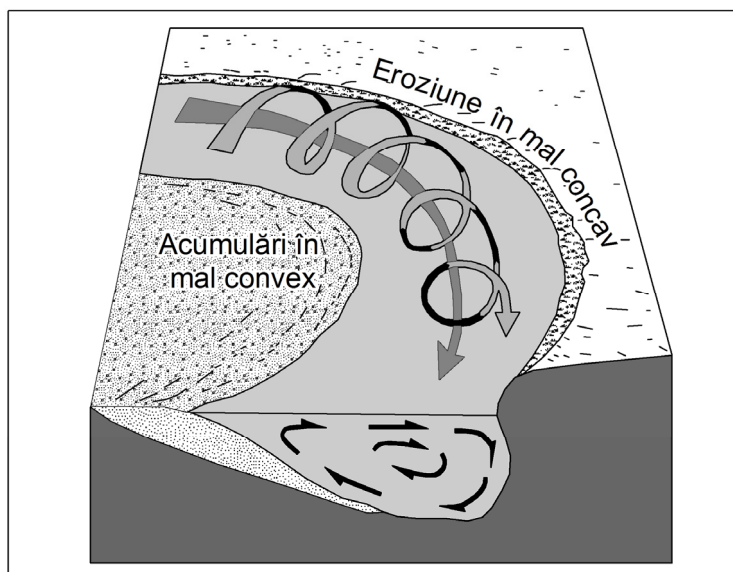


Fig. 11. 23. Traseul curenților de apă la malul concav (Ielenicz, 2005, p, 117)

Extensia laterală, din timpul formării meandrelor, are ca efect prelungirea canalului de curgere și creșterea amplitudinii meandrelor (Charlton, 2008).

Concomitent cu dezvoltarea concavității din mal, traseul canalului de etiaj și cu el întreaga suită de procese geomorfologice, caracteristice albiei minore, se deplasează în aceeași direcție. Celălalt mal primește o formă convexă, unde se acumulează materialele transportate de râu, ca proces complementar celui de eroziune. În urma unei evoluții realizată după acest tipar se ajunge cu timpul la un traseu sinuos și apoi meandrat al albiei.

Existența unui echilibru între eroziunea și acumularea, care are loc la maluri, este argumentat de menținerea relativ constantă a lățimii albiei. În acest context înseamnă că, pe un anumit sector, și volumul de material desprins de la malurile concave este aproximativ egal cu cel atașat reniilor dezvoltate la malurile convexe (Mac, 1986).

În comparație cu alte tipuri de albie, procesele și depozitele celor meandrate diferă foarte mult de la un mal la altul. Din această cauză problematica respectivă se abordează separat pentru cele două tipuri de mal: concav (unde are loc eroziunea) și convex (caracterizat de formarea reniilor prin acumulare). Prin mijlocirea alternanței, care are loc între eroziunea și acumularea, de la cele două maluri, se realizează migrarea meandrelor. Ea este definită ca fenomenul de deplasare în plan orizontal al meandrelor, indiferent de direcție – amonte, aval și lateral (Rădoane et al., 2001).

Procesele de eroziune de la **malul concav**, împreună cu cele de acumulare de la malul convex determină schimbarea continuă a poziției meandrelor și implicit a albiei, în cadrul culoarului de meandrare. În condițiile în care meandrarea este în curs de dezvoltare, devenind o tendință evolutivă, are loc accentuarea buclelor meandrelor, lungirea canalului de etiaj și micșorarea pantei albiei în profil longitudinal. Analizat în detaliu, procesul de eroziune de la malul concav nu este uniform, porțiunea cu eroziunea maximă fiind localizată ușor în aval de axul curburii maxime, aspect care de altfel întreține deplasarea albiei în lateral, în aval și în unele cazuri chir în amonte.

În acest context, al proceselor dominante de la malul concav, meandrarea este interpretată ca un proces de „*autoreglare, în care se realizează legături reciproce între curentul de apă și rocile capabile să întrețină eroziunea. În prima fază sunt legături reciproce de retroacțiune pozitivă. Astfel, izbirea curentului de malul concav are imediat două consecințe: reflectarea curentului spre malul opus și restrângerea suprafeței oglinzii, ceea ce duce la accentuarea vitezelor, la eroziune, la creșterea pantei, la creșterea razei de curbura etc. După ajungerea la un stadiu ridicat de accentuare a razelor de curbura, apare o fază a legăturilor reciproce negative, când procesul începe să se stabilizeze. Creșterea meandrelor încetează, ceea ce împiedică însă alunecarea lor în josul văii, precum și, în multe cazuri, ajustarea coridorului de meandrare și a albiei în plan prin tăierea meandrelor*” (Mac, 1986, pp. 137 - 138).

Conform tiparului evolutiv menționat anterior, intensificarea eroziunii de la malul concav, provoacă accentuarea buclelor de meandru și reducerea treptată a spațiului dintre ele, până la forma de peduncul (fig. 11. 22). O dată cu secționarea acestuia râul va curge printr-o albie nouă. Acest fenomen este cunoscut sub denumirea de autocaptare de meandru sau străpungerea meandrului; el are loc mai ales în timpul apelor mari și a viiturilor, când debitul tranzitat depășește malurile și curgea pe cel mai scurtă traseu prin albia majoră și luncă.

Sub aspect morfologic, o autocaptare de meandru, nu trece neobservată, generând o serie de forme de relief (fig. 11. 24): *belciugul* (vechiul meandru), *popina* (porțiunea de uscat rămasă în interiorul belciugului), *pragul* (denivelarea în profilul albiei apărută în sectorul de autocaptare a meandrului) *terasele de meandru* (treptele rezultate prin adâncirea și alungirea spre aval a buclei de meandru).

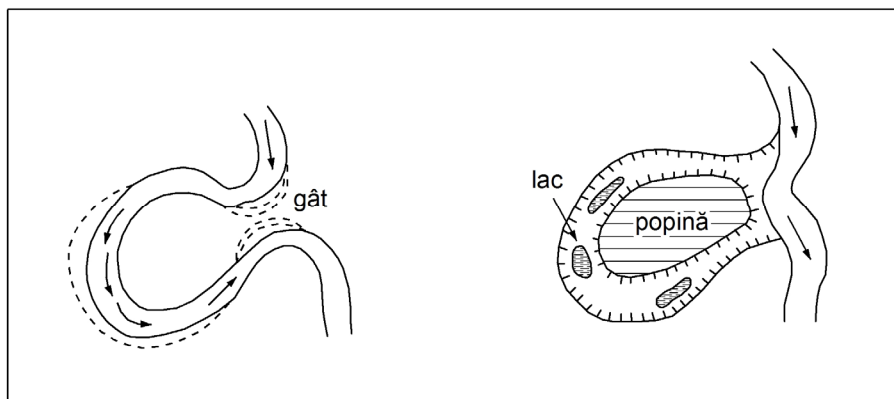


Fig. 11. 24. Captare de meandru sau autocaptare (Ielenicz, 2005, p. 123)

Răspunsul râului la autocaptare se transmite la nivelul tuturor variabilelor implicate (panta, viteza, lungimea, lăţimea, adâncimea, raza de curbură, debitul solid etc.), care intră rapid într-un regim de ajustare; semnificaţia principală a străpunerii meandrului este variaţia lungimii râului, care la rândul ei influenţează panta şi debitul, fiind astfel „*expresia ajustării în timp lung a unui sector de albie şi a râului pe toată lungimea lui*” (Rădoane et al., 2001, p. 115).

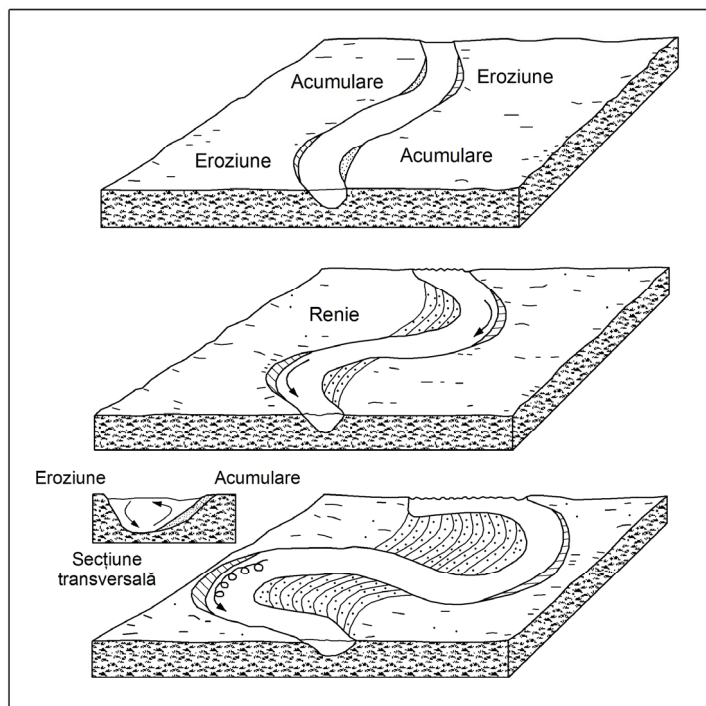


Fig. 11. 25. Evoluţia meandrelor unui râu şi acumularea aluviunilor (Grecu şi Palmentola, 2003, p. 330)

Chiar dacă eroziunea malului concav este cea care dirijează deplasarea albiei, nu trebuie ignorat ceea ce se întâmplă la **malul convex**, unde predominarea proceselor de acumulare fluvială conduce la formarea reniilor (fig. 11. 25). Sub aspect litologic, reniile sunt alcătuite din unități sedimentare discontinue și lenticulare, în cadrul cărora sortarea și granulometria depozitelor descrește spre amonte (Reineck și Singh, 1975); în același sens are loc reducerea unităților de sedimentare cu stratificație încrucișată, până la existența unui singur strat de inundație (Reineck și Singh, 1975).

Geneza reniilor este un proces complex desfășurat de-a lungul mai multor etape. El debutează prin formarea la malul convex a unei bare longitudinale, care apoi se dezvoltă spre interior și se unește cu grindurile fluviale (Sundborg, 1956); ulterior, o dată cu creșterea grosimii reniei, pe suprafața acesteia se depozitează doar materiale sub formă de suspensii, fapt care evolutiv corespunde cu atașarea reniei la luncă. În acest mod se poate ajunge la formarea unei succesiuni de renii dispuse terasat și vârlit (Mac, 1986), conform deplasării râului, o dată cu retragerea malului concav. Reniile evoluale, caracteristice râurilor mari și fluviilor au o morfologie de detaliu constituită dintr-o succesiune de microdepresiuni și coame sau bare, dispuse paralel cu malul (fig. 11. 26); o situație similară se poate observa și în cazul reniilor mai puțin evoluale, caracteristice albiilor tranzitate de debite mai reduse, doar că morfologia este mai estompată.

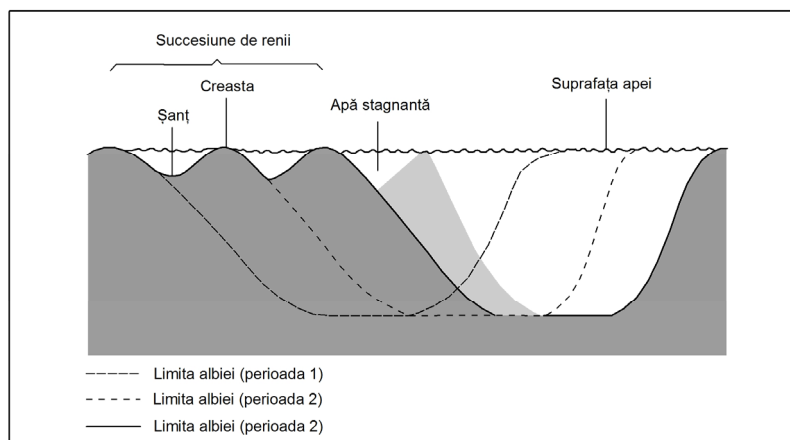


Fig. 11. 26. Renii în volute (scroll bar) formate prin migrarea laterală a râului (Ritter, 1986, citat de Rădoane et al., 2001 p. 96)

Efectuarea unor cercetări riguroase în teren, care apoi au fost verificate pe serii de imagini satelitare, au demonstrat că meandrele nu migrează doar în aval, ci ele se deplasează și în lateral sau în unele cazuri, chiar și în amonte. Ca exemplu de meandre care migrează pe unele sectoare spre amonte pot fi date cele de pe râul Beaton din Canada (Hickin, 1974). Direcția de migrare se obține prin măsurarea

unghiului azimut între direcția principală și axa de eroziune a unui meandru; ea a fost definită de Hickin (1974, citat de Ichim et al., 1989) ca ortogonală pe renie, la care se adaugă mențiunea că în lungul ei eroziunea este maximă.

Deplasarea meandrelor, indiferent de direcție, este destul de variată, ea depinzând de proprietățile depozitelor din componența malurilor, de frecvența debitelor medii și îndeosebi a celor care umplu albiile (Mac, 1986).

După cum am mai precizat, deplasarea meandrelor controlează lungimea râurilor, nu doar în direcția creșterii, ci și în diminuarea ei, datorită autocaptărilor de meandru. Meandrarea devine în acest context expresia a tendinței de atingere a unui echilibru dinamic, în profil longitudinal. Perioadele lungi de creștere a albiei prin dezvoltarea meandrelor, sunt compensate de intervale mai scurte când se produc autocaptări de meandru. Tendința de atingere a echilibrului se manifestă diferențiat, de la un sector la altul, în sensul că pe unele dintre ele lungimea albiei crește, în timp ce pe altele scade (Ichim et al., 1989).

Procesele geomorfologice specifice albiilor meandrate determină ca adâncimea apei să aibă valori diferite între cele două tipuri de maluri; valoarea ei este mai mare la malul concav și mai redusă la cel convex. De asemenea, adâncimea medie a apei este mai mare în sectoarele de cot de meandru, comparativ cu cea a sectoarelor de vad.

Teritoriul de la partea inferioară a unei văi, care este supus procesului de meandrare este cunoscut și sub denumirea de coridor de meandrare (Mac, 1976) sau fâșie de meandrare, adică spațiul inclus între tangentele de la exteriorul buclilor de meandrare (Ichim et al., 1989).

Tipuri de meandre. Cele mai utilizate criterii pentru clasificarea meandrelor sunt următoarele: morfologia de ansamblu a văilor, modul de dezvoltare în plan vertical și orizontal, evoluția procesului de meandrare, aspectul și numărul buclilor etc.

Prin raportare la morfologia de ansamblu a văilor de disting (Ichim et al., 1989):

- meandrele de râu - care sunt adâncite în depozite aluvionare;
- meandrele de vale - se consideră că aparțin albiei majore; ele prezintă un traseu mai mult sau mai puțin sinuos, dar cu toate acestea sinuozitatea se menține surprinzător de regulată; procesul de meandrare datează încă de la începutul stabilizării văii pe traseul respectiv (se remarcă în acest sens meandrele Bistriței, Prutului, cele ale fluviului Colorado etc.).

După modul de dezvoltare în plan vertical și orizontal de deosebesc (Mac, 1976; Grecu și Palmentola, 2003):

- meandre libere, divagante sau rătăcitoare - se formează în depozite aluviale; sunt puțin adâncite în substrat și sunt instabile; se dezvoltă în albiile majore, lunci și câmpii de nivel de bază formate din roci friabile.
- meandre încâtușate - sunt adâncite în roci dure; formarea lor se pune pe seama antecedentei sau epigenezei; dezvoltarea lor a avut loc simultan cu formarea

văii, care este și ea meandrată, de unde și denumirea de meandre de vale; ca exemplu pot fi date meandrele Târnavei Mari de la Sighișoara.

În funcție evoluția a procesului de meandrare se remarcă (Rădoane et al., 2001):

- meandrarea liberă - este caracteristică albiilor aluviale din sectoarele inferioare ale râurilor, dar mai ales albiilor marilor fluvii, care parcurg toate fazele de evoluție, începând cu inițierea meandrării și terminând cu autocaptărilor de meandru;
- meandrarea limitată - se aseamănă precedenta, numai că este limitată în dezvoltare datorită lățimii reduse a culoarului de vale;
- meandrarea forțată - se manifestă dacă malurile albiei sunt dificil de erodat, iar eroziunea se desfășoară în adâncime; pe această cale se formează meandrele de vale.

De asemenea, numărul buclelor de meandru și configurația lor în plan oferă informații despre stadiu de evoluție la care s-a ajuns (fig. 11. 27).

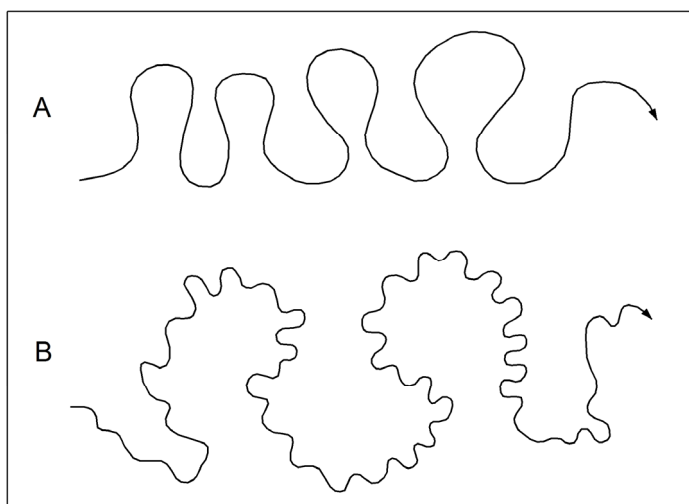


Fig. 11. 27. Meandre simple (A) și compuse (B) (Posea et al., 1976, p. 218)

c. Albiile împletite se remarcă prin prezența mai multor canale (brațe) care se despart și se reunesc din loc în loc, din cauza formării de ostroave pe baza aluviunilor transportate de râu.

Pentru caracterizarea lor se folosesc valorile coeficientului de împletire sau the braiding index (B_i), care este un raport între dublul sumei lungimii insulelor și/sau a brațelor râului și lungimea râului, măsurată de-a lungul albiei principale (Brice, 1964).

$$B_i = \frac{2[\text{suma lungimii insulelor și (sau) a brațelor pe un sector}]}{\text{lungimea sectorului măsurat pe mijlocul albiei}}$$

Cauzele formării albiilor împletite sunt numeroase, după cum se poate observa din lista propusă de Fahnestock (1963): maluri ușor erodabile, variația rapidă a debitului lichid, debit solid abundent, granulometria depozitelor, declivitate mare a albiei, incompetența locală a scurgerii etc.

O influență considerabilă asupra stabilității ostroavelor o are vegetația, deoarece sporește coeziunea aluviunilor.

Existența vegetației are o influență considerabilă asupra stabilității ostroavelor, prin adăugarea unei coeziuni aparente a sedimentelor; de asemenea, stabilizarea canalelor cu vegetație poate determina reducerea tendinței de împletire (Selby, 1990).

Alături de studiile realizate în teren, din cauza instabilității lor, albiile împletite au fost studiate și în condiții de laborator. Încă de timpuriu, în urma experimentelor efectuate s-au desprins următoarele concluzii (Leopold și Wolman, 1957):

- împărțirea albiei în brațe a avut loc datorită formării, în timpul viiturilor, a unui banc de nisip submers, poziționat central în albie, care apoi a devenit un ostrov emers; geneza acestuia s-a datorat sortării locale a aluviunilor; particulele mai mari de aluviuni s-au acumulat în partea centrală a albiei, acolo unde competența a fost insuficientă pentru a le transporta; toate aceste prefaceri au condus la schimbarea geometriei secțiunii transversale a albiei, care din îngustă și adâncă a devenit mai lată și mai puțin adâncă; ostrovul astfel format se menține și se transformă în insulă, pe măsură ce este stabilizat cu vegetație;

- declivitatea unui sector de albie împletită este mai mare decât al unuia unitar; spre exemplificare pot fi date râurile care drenează partea estică a Carpaților Orientali. Dintre acestea se evidențiază Trotușul și Putna, care traversând aria subcarpatică, cu panta mare și aluviuni grosiere, își răsfiră albia în mai multe brațe; când ajung la câmpie, unde panta albiei devine mai redusă și depozitele de albie au o granulometrie mai fină, aceste râuri își adună apele treptat într-o singură albie, al cărui traseu devine puternic meandrat.

De asemenea, experimentele efectuate au evidențiat că râurile împletite se află în cvasi-echilibru, el nefiind obligatoriu asociat cu procesul de agradare al albiei (Leopold și Wolman, 1957). S-a mai demonstrat că procesul de agradare poate avea loc și în condiții de pantă constantă, fără ca albia să devină împletită, chiar dacă debitul solid depășește capacitatea de transport a albiei (Ichim et al., 1989). Conform autorilor citați, împletirea se dezvoltă prin sortare, pe măsură ce râul abandonează aluviunile, care au un diametru ce nu îi mai permite să le transporte, ceea ce înseamnă că împletirea nu este cauzată de agradare, lucru verificat în teren. De pildă, râul Chan, din Noua Zeelandă, cu o albie puternic împletită, formată din șase brațe, a fost supus pe un sector de 2 km unor variații de debite între 26 și 507 m³/s; rezultatul inițial a fost creșterea vitezei și a adâncimii apei până la realizarea unei singure albie, condiții în care structura ostroavelor nu a fost fundamental alterată, pentru ca apoi, după retragerea apelor, albia împletită a revenit aproximativ la aceeași structură, de unde concluzia că o albie împletită este morfologic mult mai stabilă decât o albie cu un singur braț (Mosley, 1982, citat de Ichim et al., 1989).

Dintre factorii care concură la împletirea albiilor mai pot fi amintiți și următorii: existența unui debit solid abundent și depus, provenit îndeosebi din bazinele torențiale de versant sau din alte surse (împletirea are loc realizează pe măsură ce curentul abandonează, prin sortare, o parte din aluviunile pe care nu le poate transporta, reprezentate în general de materiale grosiere, măbind astfel și panta albiei); asocierea dintre valoarea mare a pantei albiei și aluviunile grosiere determină ca râul să își împartă albia în mai multe canale formând adevărate delte continentale (când panta se reduce, aluviunile devin din ce în ce mai fine, iar râul își adună apele într-un singur canal de curgere); variațiile mari și rapide ale debitului lichid permit abandonarea unor materiale și formarea unor bancuri centrale submerse din particule grosiere depuse la ape mari, care evoluează spre ostrov, la ape mici; maluri ușor erodabile, care să favorizeze extinderea în lățime a albiei active (Grecu, 2018).

Morfologia albiilor împletite este caracterizată de prezența formațiunilor de tip ostrov. Acestea sunt formațiuni de pat aluvial, care au lungime de același ordin de mărime cu lățimea albiei și înălțimi de același ordin cu adâncimea medie a scurgerii care le generează (Ichim et al., 1989). În continuare, autorii citați notează că, ostroavele se formează în toate tipurile de aluviuni, dar că cele alcătuite din prundișuri (pietriș amestecat cu nisip) predomină și au stabilitatea cea mai mare.

După ce se formează și se stabilizează, ostroavele evoluează ca răspuns la variațiile debitelor lichide și solide, pentru a permite ajustări ale rezistenței scurgerii (Bridge și Demicco, 2008; Ashmore, 2013). Chiar dacă în timpul viiturilor ele suferă unele modificări, pot rămâne stabile mult timp (fig. 11. 28), prin adaptare la direcția și traseul curenților de apă din albie.

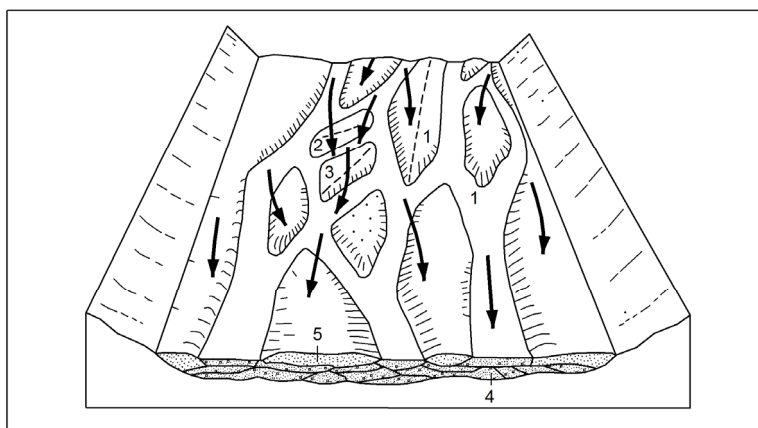


Fig. 11. 28. Morfologia și formațiunile unui curs de apă împletit. Poziția ostroavelor față de direcția de curgere: 1 – longitudinală; 2 – transversală; 3- diagonală; 4 – formațiuni de fund de albie; 5 – formațiuni din ostroave (Grecu și Demeter, 1997, p. 136)

Sub aspect sedimentologic ostroavele sunt alcătuite din două unități: platforma și supraplatforma ostrovului (Bluck, 1976 și 1982, citat de Ichim et al., 1989).

- platforma ostrovului sau baza este partea înrădăcinată în depozitele grosiere ale patului albiei;
- supraplatforma sau partea expusă, deasupra nivelului apei, poate la viituri și ape mari să ajungă și ea submersă.

Una dintre cele mai cunoscute clasificări ale ostroavelor este cea recomandată de Bluck (1976). El distinge două tipuri de ostroave: laterale (caracteristice albiilor sinuoase) și mediale sau romboidale (tipice albiilor împletite). Fiecare ostrov prezintă un vârf, în partea extremă din amonte, și o frunte, în partea extremă din aval (fig. 11. 29). Vârful este compus preponderent din aluviuni grosiere, în timp ce fruntea este alcătuită din particule mai fine.

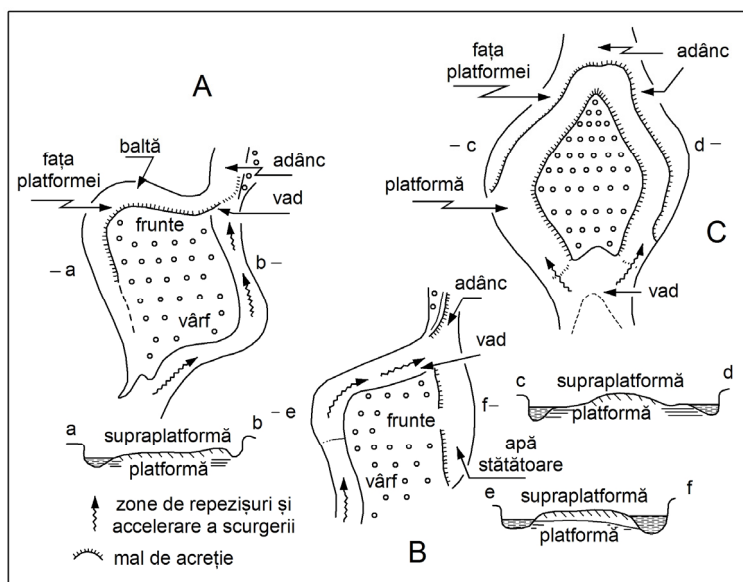


Fig. 11. 29. Terminologia ostroavelor (Bluck, 1976, citat de Ichim et al., 1989, p. 206)

Configurația în plan a albiilor împletite este controlată de ostroavele de tip romboidal sau median, a căror compoziție granulometrică prezintă variații de la praf și argilă, până la nisipuri, pietrișuri și blocuri de rocă (Rădoane et al., 2001).

Observațiile efectuate în teren și cercetările de laborator au dovedit că o asemenea morfologie este posibilă doar la pante mari ale albiei și debite solide abundente. În aceste condiții cantitățile de aluviuni în exces nu pot fi transportate fără să se înregistreze o creștere a debitului lichid, ceea ce face ca răspunsul albiei, la tranzitul unei cantități mari de aluviuni, să fie reprezentat de stocarea unei părți din acestea în ostroave, aspect care provoacă împletirea albiei (Ichim et al., 1989).

Albiile anastomozate sunt o variantă mai deosebită a celor împletite, de care se deosebesc prin faptul că ostroavele au ajuns la stadiul de insule acoperite cu vegetație. Denumirea lor a fost propusă de Schumm (1968), pentru a le deosebi de

cele împletite, comparativ cu care sunt mai stabile (această particularitate este dată de formarea lor în depozite mai fine) (fig. 11. 30).

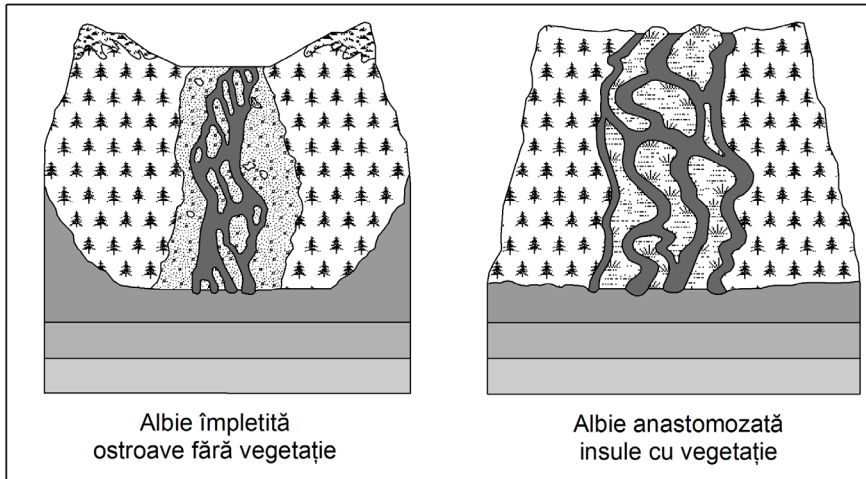


Fig. 11. 30. Deosebiri între albiile împletite și anastomozate (după Bierman și Montgomery, 2013, p. 199)

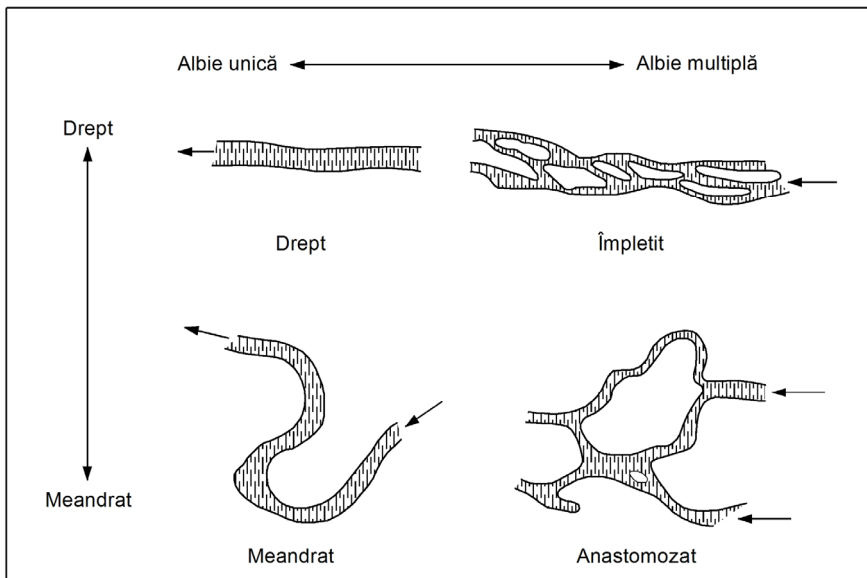


Fig. 11. 31. Clasificarea albiilor pe baza sinuozității și gradului de diviziune a canalului (Rust, 1978, citat de Huddart și Stott, 2010, p. 349)

Comparativ cu albiile împletite, care au în componență un singur canal (cu multe ostroave instabile), cele anastomozate au mai multe canale interconectate, separate de insule mult mai stabile (Summerfield, 2013). De asemenea, conform

autorului citat, dacă la albiile împletite apa se scurge printre ostroave formate prin acumulare, la cele anastomozate, insule fiind mult mai stabile, canalele dintre ele sunt de natură erozională și evoluează ca atare în tendința de reducere a spațiului dintre ele (fig. 11. 31).

În cazul acestor tipuri de alpii, lățimea însumată a insulelor, din componența albiilor anastomozate, trebuie să fie de peste trei ori mai mare decât lățimea albiei ocupate de apă la debite medii (Ichim et al., 1989). O astfel de morfologie și configurație este posibilă deoarece panta albiilor este mai redusă, ceea ce determină printre alte creșterea coezității malurilor și predominarea transportului în suspensie. Considerate individual brațele albiilor anastomozate pot fi: meandrate, drepte sau împletite (Chorley et al., 1984).

Dinamica albiilor anastomozate este caracterizată și de prezența avulsiunilor (Bruce, 2020). În urma acestora se creează canale secundare, care în funcție de debitul preluat ajung să devină canale principale. Frecvența avulsiilor majore care formează canale este de ordinul a 1,5 până la 3 la 1.000 de ani (Bruce, 2020). Uneori, avulsiunile implică reocuparea canalelor abandonate anterior de către rețeaua activă (Morozova și Smith, 2000; Phillips, 2014).

Albiile anastomozate sunt dominate de aluviuni în suspensie, pe fondul unor rate de transport ale încărcăturii în general foarte scăzute (Charlton, 2008). Lipsa de energie disponibilă, a curentului de apă, limitează eroziunea laterală, ceea ce determină acumularea aluviunilor și continuarea procesului de formare a luncii.

Cu toate că agardarea albiei majore și a luncii este o caracteristică definitorie a râurilor anastomozate, nu înseamnă că anastomozarea este o stare specifică râurilor graded sau aflate în echilibru (Bruce, 2020). În schimb însă, dinamica râurilor anastomozate implică interacțiunea între formarea și abandonarea canalului pentru a găzdui un surplus net aprovizionare cu aluviuni (Abbado et al., 2005; Kleinhans et al., 2012). Procesul se desfășoară mult mai lent decât în râurile împletite, canalele individuale persistând de le sute până la mii de ani (Makaske et al., 2002). În aceste condiții anastomozarea nu este o stare de scurtă durată sau temporară, ci persistă pe perioade de timp geologice (Bruce, 2020).

Anastomozarea prin agardare este impusă de condițiile morfogenetice, tectonice și climatice, de tipul celor existente în regiunile afectate de mișcări subsidente, de modificări ale nivelului local de bază, regiuni cu climat umed, favorabil alterării puternice, și deci formării sedimentelor fine (Grecu, 2018).

Cu toate că noțiunea de albie împletită se utilizează atât pentru albiile împletite (în sens strict), cât și pentru albiile anastomozate, există însă autori care separă cele două tipuri de alpii (Bravard și Petit, 2000). Pentru indicarea acestor tipuri de alpii se utilizează și următorii termeni: alpii cu mai multe brațe, alpii multiple, alpii multicanale, alpii ramificate, alpii despletite etc.

Urmărite în teren albiile împletite și cele anastomozate, vizează același obiect, respectiv un râu care curge prin mai multe canale, dar ca procese sunt diferite (Grecu, 2018). Împletirea caracterizează albiile cu pante ceva mai accentuate, când debitul solid de fund se acumulează în ostroave inundabile la ape mari, în timp ce anastomozarea se referă la albiile stabile, adâncite în depozite fine, cu transport de aluviuni în suspensie (Grecu, 2018).

Ca exemple de râuri anastomozate pot fi date: Columbia (regiunea Columbia Britanică, din Canada), Saskatchewan (în mlaștinile din Cumberland), Neches (din Texas), Feshie (din Scoția) etc. (Huggett, 2017; Bruce, 2020).

Principalele caracteristici ale albiilor împletite și anastomozate, care le și deosebesc unele de altele sunt prezentate schematic în tabelul 11. 1.

Tabelul 11. 1. Caracteristicile albiilor împletite și anastomozate (Grecu, 2018, p. 321)

Elemente de identitate	Albii împletite	Albii anastomozate
Factorii de control	Din amonte	Din aval
Textura depozitelor	Prundișuri fluvio-glaciare	Depozite fine de albie majoră
Stabilitatea albiei	Albie instabilă	Albie stabilă
Transport aluviuni	Dominant debit târât	Dominant debit în suspensie
Proces de depunere	Bancuri în albie	Acumularea peste maluri
Tendențe de sedimentare	Mai grosier spre amonte	Mai fin spre amonte
Tipul de agardare a „insulei”	Mai subțire spre aval	Mai subțire spre amonte
Vegetația	Deloc sau temporară	Iarbă și tufișuri dese

d. Albiile anaramificate sau de tip anabranching sunt și ele caracterizate de existența mai multor canale de curgere, care se despart (ramificare) și apoi se reunesc din nou. Până aici aceste albii sunt oarecum similare cu cele împletite și cu cele anastomozate. Diferența față de acestea este dată de faptul ca uscatul dintre canale este reprezentat de terenuri similare ca geneză cu cele ale câmpiei aluviale și a luncii, existente de o parte și de alta a albiei (fig. 11. 32).

În lipsa prefixului *ana* ar fi vorba doar de canale de curgere care se despart fără a se reuni din nou, așa cum se întâmplă de obicei cu brațele uni râu într-o deltă.

O anaramificație este un canal de curgere care se abate de la albia principală a râului pentru a se reuni apoi, după ce ocolește o porțiune de uscat (delimitată din lunca sau câmpia aluvială) cu aceeași albie principală sau în unele cazuri cu un alt canal sau braț, desprins și el tot albia principală.

Râurile anaramificate constau astfel din canale multiple separate de insule decupate din câmpia aluvială inundabilă (Nanson și Knighton, 1996; Huggett, 2017). Dovada că insulele dintre canalele de scurgere fac parte din câmpia aluvială este dată de înălțimea lor, care este similară cu cea a câmpiei inundabile din jur

(Charlton, 2008). Când uscatul dintre canale este stabilizat cu vegetație el poate rămâne relativ neschimbat timp de decenii sau secole (Knighton, 1998).

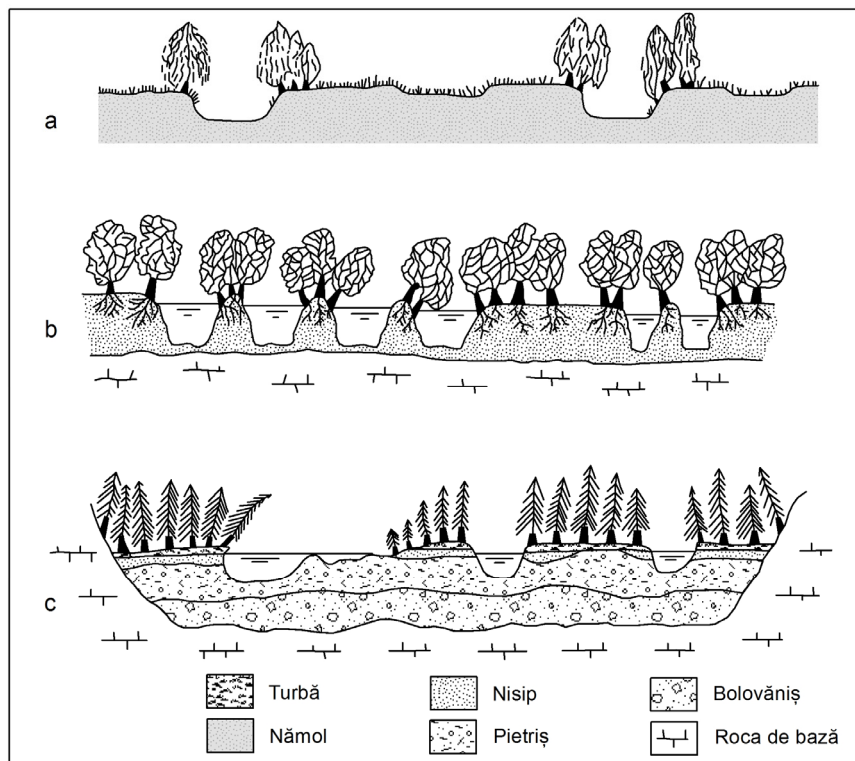


Fig. 11. 32. Stratigrafia și forma secțiunii transversale a trei tipuri de alpii anaramificate; a - sediment coeziv dominat de nămol în condiții semiaride; b - albie sub formă de creastă pe fondul predominării nisipului; c – brațe de albie active lateral din cauza prezenței pietrișului (Nanson și Knighton, 1996, citați de Nanson, 2013, p. 339)

Referitor la individualizarea albiilor anaramificate, cu toate că inițial erau considerate sinonime cu cele anastomozate (Leopold și Wolman, 1957), la fel cum cele anastomozate erau considerate sinonime cu cele împletite (Bridge și Demicco, 2008; Bierman și Montgomery, 2013), studiile realizate în ultimele decenii (Charlton, 2008; Huggett, 2017; Bruce, 2020) permit demarcarea lor obiectivă și considerarea ca tip de albie de sine stătător.

După unii autori (Summerfield, 2013), alături de condițiile exprimate anterior, pentru ca o albie să fie considerată anaramificată trebuie ca lățimea ostroavelor să fi de trei ori mai mare decât cea a canalelor. Folosirea unui astfel de criteriu pentru individualizarea albiilor anaramificate explică, încă o dată, confuziile care se creează între acestea și cele anastomozate.

Toate aceste rezultate atestă că diferența dintre albiile anaramificate și cele împletite, respectiv anastomozate, este dată de faptul că uscatul dintre canalele de

curgere sau albiei nu este reprezentat de aluviuni stocate sub formă de ostroave sau insule, ci de părți ale câmpiei aluviale sau a luncii (fig. 11. 33).

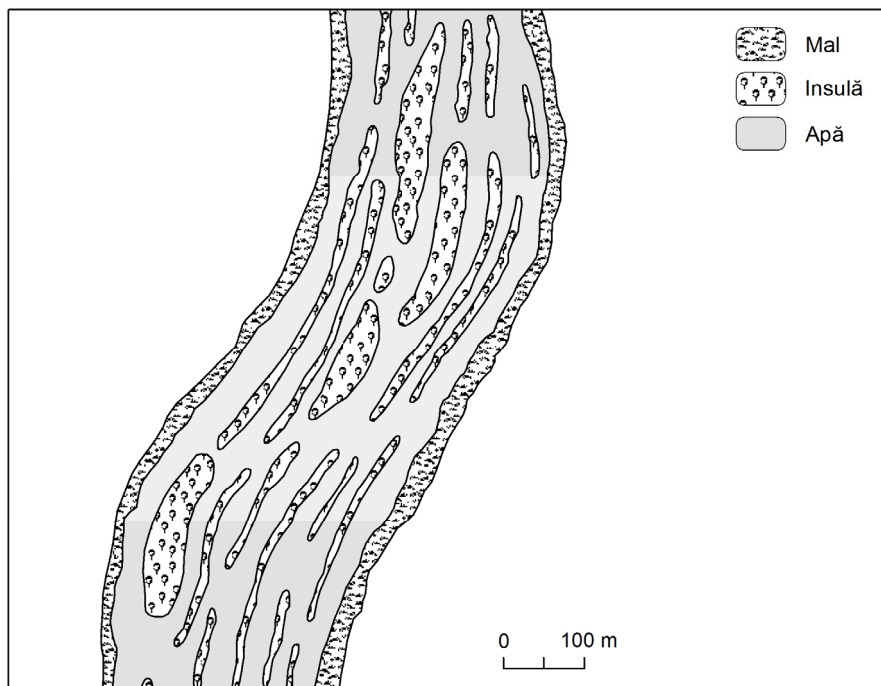


Fig. 11. 33. Vedere în plan a elementelor unei albie anaramificate (Tooth și Nanson, 1999, citat de Nanson, 2013, p. 337)

Inițierea fenomenului de geneză a albiilor anaramificate are loc în timpul apelor mari și a viiturilor când debitul depășește malurile și sunt posibile avulsii. Ele reprezintă deplasarea relativ bruscă a unei părți de debitului dintr-un canal de scurgere în altul. O dată format un nou canal el se va deplasa pe linia de cea mai mare pantă spre partea cea mai joasă a luncii, unde se va uni cu canalele existente deja.

Avulsii sunt caracteristice regimurilor de curgere dominate de inundații, pe fondul unor maluri rezistente la eroziune și a unor mecanisme de blocare a scurgerii (Nanson și Knighton, 1996).

Avulsia se produce în timpul debitelor maxime, atunci când malurile pot ceda, iar apa se revarsă și se scurge prin luncă. Unele canale astfel formate pot fi active doar în timpul viiturilor, acționând ca un sistem de distribuție pentru dispersarea și stocarea apei și aluviunilor sediment (Nanson și Huang, 1999).

Alături de avulsii care se produc în timpul debitelor maxime există și posibilitatea producerii lor datorită colmatării sau blocării (cu gheață, vegetație sau aluviuni) canalului principal de scurgere a apei, fapt care determină o comutare relativ bruscă a fluxului de la un canal la altul (Ferguson, 1993). Canalul care preia

fluxul poate fi atât unul nou, cât și unul vechi abandonat odinioară, din aceleași motive. O astfel de situație este specifică îndeosebi fluviilor (Bruce, 2020).

Cu toate că este vorba de canalele rezistente la scurgere, geneza lor are loc prin eroziune, atunci când avulsia duce la incizia unui nou canal în câmpia inundabilă (Charlton, 2008). Canalele din componența albiilor anaramificate pot fi la rândul lor drepte, meandrate sau împletite (Charlton, 2008; Bruce, 2020).

Comparativ cu alte tipuri de alpii, existența unui sistem de canale multiple, care sunt folosite în mod alternant pentru tranzitarea debitului, conduce la maximizarea transportului de aluviuni pe unitatea de suprafață a albiei, în condițiile în care există oportunități reduse sau deloc pentru a crește gradientul (Nanson și Knighton, 1996).

S-a demonstrat, în acest context, că două sau mai multe canale caracterizate de un raport lățime-adâncime scăzut (îngust și adânc) sunt mai eficiente din punct de vedere hidraulic decât un singur canal (Nanson și Huang, 1999). Acest lucru se datorează faptului că raza hidraulică combinată a canalelor multiple este mai mare (mai eficientă hidraulic) decât pentru un singur canal care transportă același debit (Charlton, 2008). Avantajele scurgerii prin intermediul canalelor înguste se pierde în momentul în care intervine eroziunea la maluri și are loc lărgirea canalelor.

Albiile anaramificate se formează în condiții morfogenetice variate începând de la cele subarctice și mergând până la cele tropicale și musonice semiaride (Knighton, 1998). Ca exemple de râuri anaramificate pot fi date cele din estul Australiei, dintre care se remarcă Edward și Murray (Huggett, 2017). Dintre marile fluvii ale Terrei care prezintă sectoare cu alpii de tip anaramificate se remarcă: Amazon, Congo, Orinoco, Yangtze, Madeira, Negro, Brahmaputra, Japura și Parana (Bruce, 2020). Se pare că anaramificarea râurilor este în esență ajustarea finală a marilor sisteme de drenaj pe majoritatea sectoarelor (Latrubesse, 2008).

Chiar dacă aceste alpii se formează în depozite friabile, anaramificarea poate avea loc și în cazul râurilor care și-au sculptat albia în roci dure, în condițiile în care sunt valorificate fracturile existente (Nanson, 2013). Conform autorului citat, ca exemplu poate fi dat râul Vaal (din Africa de Sud), care în general este lipsit de sedimente.

Astfel caracterizate râurile anaramificate constituie un grup relativ neobișnuit, dar des întâlnit și distinct, care din cauza unor condiții sedimentare particulare, gradient energetic și condiții hidraulice (canale separate de insule rezistente la eroziune) funcționează foarte eficient în stocarea temporară a aluviunilor și în tranzitul acestora.

Cu toate acestea râurile anaramificate au fost mai puțin studiate, comparativ cu cele meandrate și împletite, motiv pentru care sunt mai puțin înțelese (Bruce, 2020). Nevoia de a gestiona râurile cu astfel de alpii implică înțelegerea morfodinamicii lor și a modului cum omul prin activitățile sale o poate influența (Best, 2019).

La finalul acestei secțiuni, consacrată tipurilor de albi, merită punctate câteva aspecte referitoare la **albiile formate în roci dure**. După cum am menționat, atunci când am enumerat criteriile de clasificare a albiilor, după anul 1990 s-a manifestat o tendință de a le studia în detaliu, pentru a afla condițiile specifice în care se formează și evoluează, precum și pentru a descoperii cât mai multe deosebiri sau eventuale asemănări cu albiile mobile.

Albiile modelate în detrimentul unui substrat rezistent sunt predominante în teritoriile montane și în cele de podiș alcătuite din roci dure. În profil longitudinal ele sunt caracterizate de existența unei alternanțe de trepte și bazine (fig. 11. 34). Primele dintre ele funcționează ca praguri care permit formarea de repezișuri și cascade, iar secunde ca locuri de liniștire a apei.

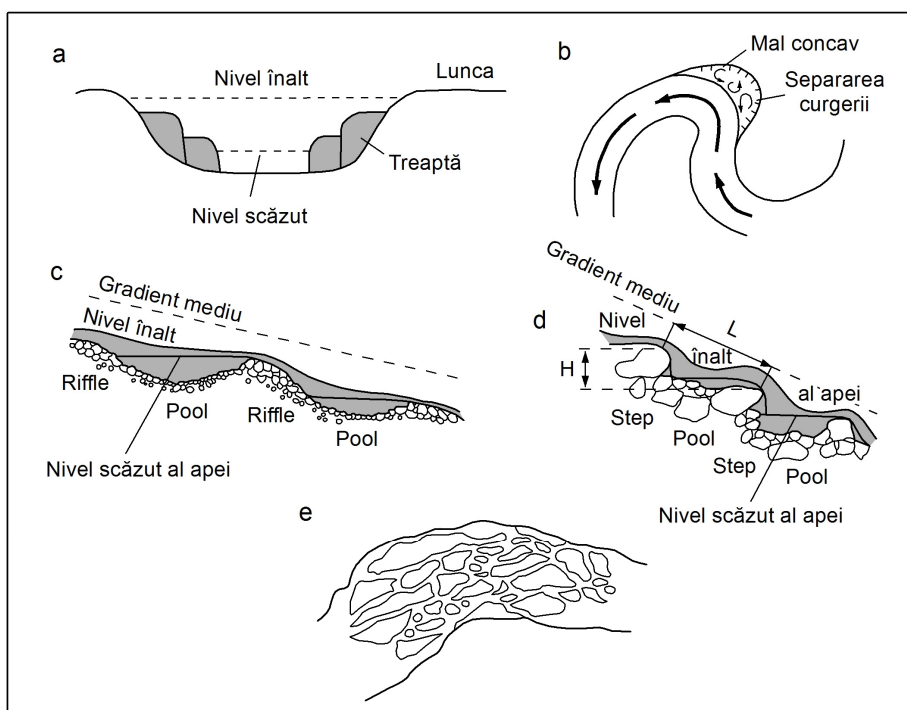


Fig. 11. 34. Caracteristici ale albiilor formate în roci dure; a – secțiune transversală a albiilor cu depuneri sub formă de trepte; b – situația curgerii la mal concav; c – secvență riffle-pool; d – secvență step-pool; e – configurarea canalelor săpate în roca de bază (Knighton,1998, citat de Charlton, 2008, p. 131)

În funcție de înălțimea treptelor albiile pot fi prevăzute cu repezișuri, microcascade sau cu cascade. Când sunt predominante repezișurile atunci se consideră că albiile sunt cu vaduri și adâncuri (riffle-pool sau riffle-pool sequences), când domină microcascadele ele sunt cu praguri și adâncuri (step-pool channel), iar când sunt prezente cascade ele sunt definite de termenii rapids and cascades

(Charlton, 2008; Bruce, 2020), ceea ce ilustrează o albie cu scurgere în cascadă. În teren ele pot fi deosebite pornind de la gradientul S (steep), care pentru albiile cu vaduri și adâncuri (riffle-pool) este de $0,015 \text{ m/m}$, pentru cele cu praguri și adâncuri (steeps and pools) de $0,04 \text{ m/m}$, iar pentru cele cu cascade de $0,12$ (Bruce, 2020).

Albiile cu vaduri și adâncuri (riffle-pool) sunt caracterizate de prezența fragmentelor de rocă, care dimensional pot să coboare până la pietriș (Charlton, 2008); ele nu se formează când patul albiei este alcătuit din nisip sau nămol (Knighton, 1998).

Distanța dintre trepte sau cea dintre bazine, este reglată de lățimea canalului, deci de debitul. De obicei ea este între cinci și șapte ori lățimea canalului (Keller și Melhorn, 1978).

După cum se observă în figura 11. 34 există diferențe semnificative ale pantei patului de albie între trepte și bazine. Valoarea acestora scade o dată cu creșterea debitului (Charlton, 2008).

Secvențele de tip riffle-pool sunt specifice pentru toate cele patru mari tipuri de alpii: drepte, meandrate, împletite (cu varianta anastomozate) și anararmificate.

Dinamica albiilor cu secvențe de tip riffle-pool este pusă fie pe seama variațiilor de viteză (Keller, 1972), fie pe diferențele de lățime ale albiei dintre sectoarele cu trepte și cele cu bazine (Charlton, 2008). Cert este că în perimetrul treptelor scurgerea este mult mai turbulentă decât în cadrul bazinelor (fig. 11. 35), fapt care determină o împachetare mai strânsă a aluviunilor, context în care și tensiunea critică de antrenare devine mai mare (Robert, 2003). Din acest motiv treptele se mențin în continuare ca proeminente ale patului aluvial, în timp ce curățarea albiei are loc predominant în bazine (Robert, 2003).

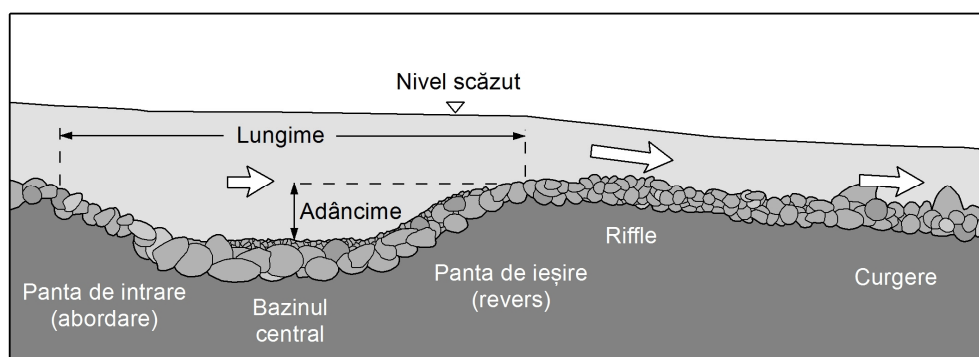


Fig. 11. 35. Secțiune de albie în care se observă succesiunea sectoarelor de tip riffle-pool (Lisle, 1987, citat de Thompson, 2013, p. 365)

Albiile cu praguri și adâncuri (step and pool channel) fac parte din categoria celor abrupte (fig. 11. 36), specifice teritoriilor montane (Charlton, 2008). După cum le spune și denumirea sunt caracterizate de existența unei alternanțe de praguri (formate din aluviuni grosiere împachetate cu materiale mai fine) și adâncuri (în care

apa este mai adâncă și mai liniștită). La formarea pragurilor (treptelor) pot contribui inclusiv buștenii proveniți de la arborii care ajung în albii (Bruce, 2020). Prezența lemnului, în componența treptelor, este foarte importantă, deoarece nu afectează doar rezistența lor, ci și rezistența la scurgere, prin sporirea înălțimii pragurilor (Curran și Wohl, 2003; Wilcox și Wohl, 2006).

De asemenea, pragurile și adâncurile (bazinele) se pot forma și în roca de bază, adică fără aport de aluviuni (Charlton, 2008).

Albiile cu praguri și adâncuri oferă cea mai mare rezistență la scurgere la debite scăzute. În contrast cu această situație, la debite mari, treptele tind să fie anulate (Charlton, 2008). Pragurile din aceste albii contribuie la o disipare considerabilă a energiei apei, pe măsură ce aceasta curge peste fiecare denivelare și intră apoi în bazinele de liniștire (Bathurst, 1993).

Distanța dintre trepte variază în general între una și patru lățimi de albie (Chin și Wohl, 2005); în același timp, distanța dintre bazine se reduce pe măsură ce crește valoarea pantei, iar înălțimea treptelor crește odată cu dimensiunea aluviunilor (Chin, 1999).

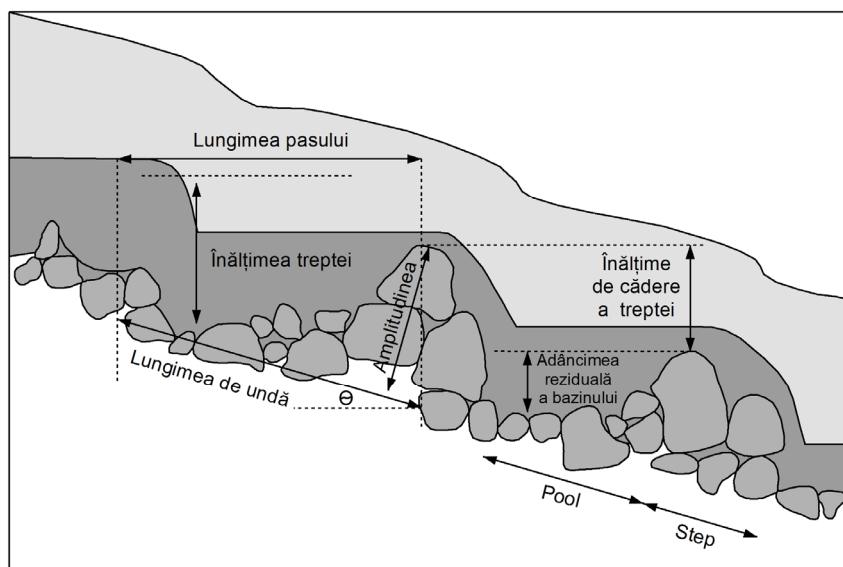


Fig. 11. 36. Caracteristicile morfologice ale albiilor de tip step-pool; umbrirea ușoară corespunde etapei cu debit ridicat, iar umbrirea întunecată etapei cu debit scăzut (Bruce, 2020, p. 317)

Formarea secvențelor de tip step and pool are loc în timpul debitelor maxime, când există posibilitatea mobilizării celor mai grosiere aluviuni, reprezentate de bolovani. Aceștia, o dată opriți, acționează ca o barieră în calea celorlalte aluviuni, de dimensiuni mai reduse (Knighton, 1998). În aval de fiecare astfel de barieră se formează un bazin, în cuprinsul căruia are loc liniștirea apei.

Treptele care se formează în timpul debitelor mari și apoi persistă și la debite scăzute, în lipsa unor noi aluviuni grosiere, care să le poate remania. Înălțimea treptelor este influențată de dimensiunea aluviunilor din componența lor.

O dată formate, albiile cu praguri și adâncuri, se dezvoltă prin auto-organizarea structurii patului aluvial pentru a maximiza rezistența la scurgere (Abrahams et al., 1995) și a minimiza puterea fluxului (Chin și Phillips, 2007).

La formarea bazinelor, localizate în aval de praguri, contribuie jeturile de apă care cad de la partea superioară a acestora (Comiti et al., 2005). Adâncirea bazinelor va fi influențată de debit și de diferența de nivel între partea superioară și cea inferioară a trepteii.

Regimul turbulent de curgere prin aceste albi, îndeosebi la ape mari, determină ca mișcarea verticală a apei să fie de pronunțată (Wilcox și Wohl, 2007). Principalul contrast al acestor albi este dat de regimul turbulent asociat treptelor și regimul laminar (liniștit) din bazine (Zimmermann, 2013).

Albiile cu scurgere în cascadă, la fel ca precedentele, sunt caracterizate de valori mari ale gradientilor canalului de scurgere ($S \geq 0,12$ m/m), care indică prezența denivelărilor (Charlton, 2008). Acestea pot fi reprezentate atât de aluviuni grosiere, de tipul bolovanilor, dispuse transversal, cât și de praguri litologice, care favorizează îngrămădirea aluviunilor.

Se poate concluziona că albiile sculptate într-un substrat rezistent se deosebesc de albiile mobile prin faptul că sunt capabile doar de o ajustare foarte lentă a formei, ca răspuns la modificările debitului, încărcării cu aluviuni, gradientului, precum și altor factori (Summerfield, 2013). Iată unul din motivele pentru care aceste albi nu pot fi analizate, în mod realist, prin prisma conceptului de râu graded, deoarece timpul lor de răspuns este atât de lung (Summerfield, 2013).

Fiind vorba de albi ale unor râuri care drenează unități montane profilul longitudinal al acestora este mult mai neregulat decât în canalele aluvionare, în timp ce forma în secțiune transversală este semnificativ influențată de controalele structurale (Summerfield, 2013).

Concluzii. Indiferent de unghiul sub care sunt abordate, albiile sunt consecința mecanismelor care tind să ajusteze curgerea; la rândul lor acestea depind de pantă și secțiunea albiei. De asemenea, patul albiei influențează rezistența la curgere, iar existența unui anumit tip de pat aluvial este strâns legată de cantitatea și caracterul aluviunilor disponibile și de cantitatea și variația debitului apei (Mac, 1986).

Astfel, formarea, dinamica și evoluția albiilor fluviale este rezultatul interacțiunii permanente dintre apă și substratul geologic, în relație directă cu acțiunea forței gravitaționale, respectiv cu panta și cu energia curentului de apă (Grecu, 2018).

11.2.1.3. Profilul longitudinal al albiilor

Alături de analiza în profil transversal, o importanță deosebită, în cunoașterea dinamicii și evoluției albiilor, o reprezintă cunoașterea lor în profil longitudinal. La modul general, acesta reprezintă o linie concavă, ce unește izvorul unui râului cu locul de vărsare a acestuia în alt râu, mare, lac sau ocean; concavitățile crește începând dinspre sectorul inferior spre cel superior (fig. 11. 37). Excepții de la această regulă se înregistrează în regiunile semi-aride, unde s-a constatat că râurile au tendința de creștere a pantei în direcția curgerii, motiv pentru care forma profilului longitudinal devine convexă spre aval (Schumm, 1961). Cauza este reprezentată de creșterea încărcăturii solide și descreșterea debitului lichid, ceea ce determină reducerea capacității de transport. Situații similare se înregistrează și la râurile alimentate din ghețari, care în sezonul cu temperaturi de peste 0 °C, sunt caracterizate de viituri care remaniază, pe anumite distanțe, și depozite din componența morenelor; desfășurarea intermitentă a acestor procese conduc la formarea unui profil longitudinal în trepte.

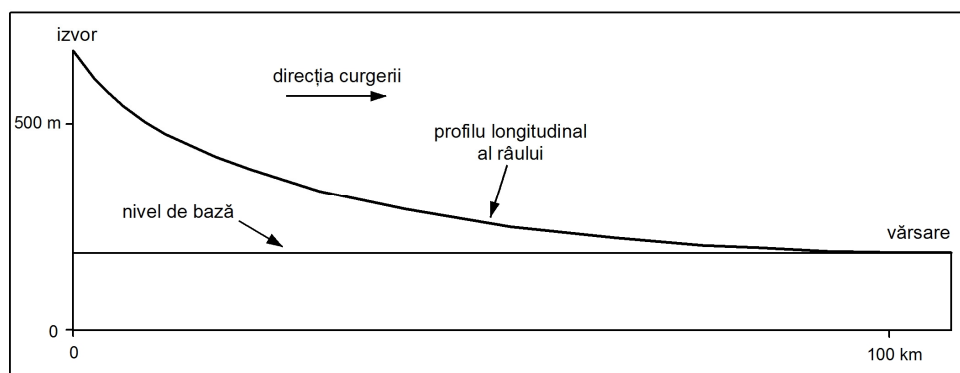


Fig. 11. 37. Profilul longitudinal al albiei (Roșian, 2017, p. 255)

Primul cercetător care a oferit informații obiective în măsură să explice forma profilului longitudinal, denumit și profil de echilibru a fost Gilbert (1877). Autorul citat a evidențiat că panta albiei scade o dată cu creșterea debitului lichid.

Experimentele de laborator i-au permis să ajungă la concluzia că panta profilului longitudinal este invers proporțională cu debitul lichid. Cercetările ulterioare (Schumm, 1977; Schumm, 1981; Chorley et al., 1984; Ichim et al., 1989 etc.) și-au îndreptat atenția asupra cunoașterii efectului pe care variabilele din domeniul modelării fluviale îl au asupra formei profilului. Dintre variabilele care își pun amprenta asupra formei profilului longitudinal se remarcă: debitul lichid, depozitele în care este sculptată albia, debitul solid, parametri morfometrici ai albiei, climatul, utilizarea terenurilor, timpul etc.

Pentru cunoașterea modului în care aceste variabile influențează forma profilului longitudinal, au fost studiate numeroase râuri, din areale omogene

litologic, ceea ce a permis formularea următoarelor enunțuri (Hack, 1957; Brush, 1961, citați de Rădoane et al., 2001):

- în sectoarele similare din punct de vedere geologic, forma profilurilor longitudinale este similară;
- râurile care străbat teritorii alcătuite din tipuri de roci cu duritate diferită, așa cum este în majoritatea cazurilor, își formează un profil longitudinal cu discontinuități în arealele de contact litologic;
- variația declivității profilului longitudinal în funcție de lungime este diferită pentru fiecare tip de rocă;
- lungimea râului nu influențează aceste diferențieri.

Conform celor notate anterior, forma profilului longitudinal, așa cum a fost ea definită, este trăsătura cea mai evidentă și persistentă, indiferent de: condițiile climatice în care evoluează, de dimensiunea râului sau de roca în care este săpată albia (Rădoane et al., 2001).

Indiferent că este vorba de marile fluvii ale Terrei sau de râuri temporare, tendința generală a lor este aceeași, și anume cea de realizare a unui profil longitudinal uniform, cu atribut de profil echilibru.

Profilul longitudinal al râurilor se poate exprima atât sub formă grafică, cât și sub aspect energetic, ca echilibru dintre eroziune și acumulare.

A. Profilul de echilibru

El este definit ca profilul longitudinal al văii, care pentru fiecare două puncte alăturate are o pantă de echilibru, în cuprinsul căreia nici nu erodează nici nu acumulează în mod sensibil; el exprimă, în fond, atingerea unui stadiu evolutiv în care râul și-a creat o pantă ce frânează eroziunea rapidă în adâncime (Mac, 1996).

Atingerea unui profil de echilibru este posibilă când, pe un anumit sector sau de la izvor până la vărsare, eroziunea și acumularea se compensează reciproc în timp și spațiu. Principalele variabile implicate în acest proces sunt reprezentate de: structura geologică, mișcările tectonice, condițiile climatice, poziția nivelului de bază, tendința râului de a se adapta la el, debitul lichid debitul solid și timp.

Conceptul de profil de echilibru a început să fie utilizat pentru a desemna râurile, care în evoluția lor ajung la o formă atenuată de manifestarea a proceselor de eroziune, transport și acumulare, fapt demonstrat și de o dinamică uniformă și unitară a albiilor.

În situația în care energia disponibilă a râului este mai mare decât cea necesară transportului debitului solid, venit din amonte, pe sectorul considerat, va predomina eroziunea, iar patul aluvial va coborî altitudinal; în caz contrar, dacă energia disponibilă este mai mică decât cea necesară pentru transportul debitului solid, se vor produce acumulări de aluviuni (Mac, 1986).

Placând de la ideea că din amonte spre aval debitul (Q), crește cu o anumită cantitate (q), denumită debit specific pe lungime, este de așteptat ca prelucrarea albiei să se accentueze, pe măsură ce crește capacitatea de transport a râului. În realitate lucrurile diferă de teorie, deoarece spre aval valoarea pantei scade, ceea ce obligă râul să-și consume energia pentru transportul aluviunilor în suspensie (Mac, 1986). Conform autorului citat, se ajunge astfel la o relație de reciprocitate între variabilele implicate în modelarea profilului albiei, astfel încât pe ansamblu acesta poate să rămână stabil.

Atingerea profilului de echilibru este indicată în teren de existența unei pături de aluviuni subțiri, dar continui, la care se adaugă o pantă uniformă pentru fiecare tip de sector de albie; în sectoarele în care râul erodează mult înseamnă că se află deasupra profilului de echilibru, pe când în cele care aluvionează prea mult se consideră sub profilul de echilibru (Posea et al., 1976). Formarea profilului de echilibru nu înseamnă oprirea dezvoltării reliefului fluvial, ci o evoluție uniformă și echilibrată.

Îndepărtarea unui râu de echilibru pe care l-a atins poate avea loc fie prin creșterea pantei longitudinale (mișcări tectonice, coborârea nivelului mării etc.), fie prin creșterea generală a debitului, datorită unor schimbări climatice, de tipul celor înregistrate în Cuaternar (Ielenicz, 2005). Astfel de variații vor determina adâncirea râului în albia majoră, pe care o va modela fluvial, lăsând de o parte și de alta a ei, trepte sub formă de luncă și terasă, a căror număr va fi în funcție de cel al variațiilor tectonice sau climatice (Roșian, 2017).

B. Râurile în stadiul grade

Atingerea profilului de echilibru este caracteristică râurilor ajunse în **stadiul grade** (at grade). Conceptul de grade face trimitere la condiția de echilibru dinamic în curgerea râului, condiție în care cantitatea de material erodat este egală cu cantitatea de material acumulat, într-o medie multisezonieră (Mac, 1986).

Acest concept a fost propus de Gilbert (1877), pentru ca ulterior să fie explicat de către Davis (1902) și aprofundat de Mackin (1948). Ultimul dintre autorii citați a menționat că un curs în stadiul de grade este unul în care, peste o perioadă de ani, panta este ușor ajustată pentru a asigura, cu debitul disponibil și cu caracteristicile principale ale albiei, tocmai viteza necesară pentru transportarea încărcăturii furnizată de bazinul de drenaj. De asemenea, se consideră că un râu de tip grade a ajuns în stadiul în care intervenția oricărui factor de control, va determina deplasarea echilibrului în direcția care va tinde să anihileze efectul schimbării (Mackin, 1948).

Conform celor menționate stadiul de grade poate fi considerat ca o formă calitativă superioară a procesului morfodinamic fluvial, termenul de grade fiind în general considerat ca sinonim cu echilibru (Mac, 1986). În aceste circumstanțe se poate considera că un râu care a atins profilul de echilibru este în stadiul grade.

Profilul său de echilibru se poate reda grafic printr-o curbă hiperbolică uniformă, accentuată în sectorul superior și descrescătoare treptat și sistematic, ca unghi, în sectorul inferior (Huddart și Stott, 2010).

În realitate un asemenea profil se întâlnește destul de rar, deoarece echilibrul se atinge pe sectoare, și nu îi obligatoriu ca pe toate să se atingă în același timp; ca urmare râurile pot avea segmente în stadiul de grade și nongrade (Mackin, 1948). Acestea din urmă fiind caracterizate de prezența repezișurilor, cataractelor și cascadelor, sunt cele care despart sectoare aflate în echilibru (grade).

În opinia lui Mackin (1948) profilul longitudinal de tip grade poate fi atins de un râu chiar și în stadiul de tinerețe; el va fi format dintr-o sumă de segmente, caracterizate de valori diferite ale pantei. Aceasta înseamnă că fiecare segment sau sector de râu are o pantă care îi permite apei să atingă viteza necesară, pentru transportul întregului volum de material solid, care vine din amonte, pantă care este menținută neschimbată, atâta timp cât factorii de control rămân aceeași (Mackin, 1948).

Doar în astfel condiții se poate vorbi de un profil grade, care poate fi interpretat ca o pantă a transportului; abaterile de la linia grade a profilului sunt apreciate ca agardare (tendința este de înălțare prin acumulare), degradare (tendința este de coborâre prin eroziune) și regradare (când modificarea profilului longitudinal are loc prin agardare și degradare simultană, în diferite locuri) (Rădoane et al., 2001). Tipul și rata de schimbare a configurației albiilor de râu sunt controlate în mare parte de capacitatea lor de reglare, și în special de ușurința cu care albia este capabilă să își ajusteze poziția în cadrul văii (Brierley și Fryirs, 2006).

Prezența unor rupturi de pantă, în profilul longitudinal al râurilor, dar care nu sunt de natură litologică sau structurală, constituie dovada schimbărilor care s-au petrecut pe termen lung sau în timpul ciclic. Apariția acestor discontinuități sau rupturi (knick-points) sunt puse pe seama următoarelor cauze: schimbările climatice din Cuaternar, oscilațiile nivelului Oceanului Planetar și mișcările tectonice (Rădoane et al., 2001). De exemplu, pot exista cazuri când un râu este afectat în sectorul superior de schimbări climatice, iar în cel inferior de variația nivelului oceanului sau mării în care se varsă. Într-un astfel de context, în interglaciar versanții fiind acoperiți cu vegetație se reduce mult volumul producției de aluviuni, ceea ce va determina adâncirea râului (eliberat de încărcătura debitului solid) în sectorul superior și mijlociu, în timp ce în sectorul inferior, la contactul cu nivelul mării (care este ridicat) se poate acumula o terasă eustatică (din sedimentele puține pe care totuși le transportă); în glaciularul care urmează, versanții fiind lipsiți de vegetație și supuși proceselor specifice vor furniza o mare cantitate de aluviuni, care va conduce la agardarea albiei în sectorul superior și mijlociu; în același timp râul se va adânci în sectorul inferior datorită coborârii nivelului mării. Contactul între cele două tendințe opuse existente în profil longitudinal va fi materializat printr-un knick-point (Rădoane et al., 2001).

Tendința de atingere a unui profil de echilibru poate fi deranjată, pe anumite sectoare, de către următoarele tipuri de activități antropice: realizarea de baraje, exploatarea balastrului, minerit, îndiguiri, activități agricole etc.

În concluzie, profilul de echilibru se realizează treptat, inițial pe segmente mai scurte, pentru ca apoi să cuprindă segmente mai lungi și chiar sectoare întregi de râu (inferior, mijlociu și superior). De asemenea, forma profilului longitudinal este expresia stării și stadiului de evoluție a unui râu.

11.2.2. Luncile râurilor

Treapta următoare, cu rol de formă de relief, din cadrul unei văi, este reprezentară de către lunca fluvială.

Lunca râului este fâșia de teren rămasă de o parte și de alta a albiei majore, datorită organizării dinamicii fluviale la un alt nivel, mai coborât altitudinal, pe fondul adâncirii râului; deoarece este acoperită de ape doar la debite catastrofale, înregistrate în timpul viiturilor, pe suprafața luncii procesele de albie sunt practic inexistente; se manifestă însă procese asociate stagnării apei în bălți, lacuri și meandre părăsite (Roșian, 2017).

Formarea luncii este strâns legată de prezența unei albie majore dezvoltate, care ajunge să nu mai fie modelată hidrologic, odată cu adâncirea râului și construirea unei noi albie majore; aceasta din urmă poate ajunge cu timpul în condiția de luncă.

Luncile se formează în condițiile atingerii locale a unui stadiu de echilibru morfodinamic, context în care râul își consumă energia de care dispune pentru transportul apei, al aluviunilor și pentru realizarea eroziunii la malurile concave (Ielenicz, 2005). Un aport substanțial la formarea luncilor îl are deplasarea albiilor, dinspre malul convex spre cel concav, în cadrul procesului de meandrare. Reniile care se formează la malul convex sunt apoi integrate luncii. Indiciul cel mai convingător că un râu se află la începutul maturității, sub aspect morfologic, este reprezentat de tendința lui de a-și dezvolta un fund de vale plat (Strahler, 1973b).

Structura luncilor în secțiune transversală este următoarea (fig. 11. 38):

- fundamentul reprezintă roca în loc, nederanjată de modelarea fluvială;
- stratul de aluviuni grosiere este eterogen sub aspect petrografic și granulometric; elementele mai grosiere sunt localizate în vecinătatea albiei majore și a de-a lungul meandrelor părăsite; între aluviunile grosiere de tipul pietrișurilor există și intercalații lenticulare de mături sau chiar nisipuri provenite din vechi grinduri și ostroave ale fostei albie (Mac, 1976);
- stratul de argilă aluvială și nisip s-a format pe seama aluviunilor transportate în suspensie și depuse în timpul inundațiilor;
- glaciul coluvial este consecința depunerii materialelor provenite de pe versant sau de pe terase, ca efect al eroziunii realizate de ravene și torenți; la acestea

se adaugă corpurile alunecărilor de teren care ajung până pe suprafața luncii; din cauza formării în etape cu eroziune accentuată, depozitele din componența glacisului au granulometrie variată și o structură complexă.

Depozitele din componența luncilor oferă condiții favorabile procesului de pedogeneză, cel care asigură geneza unor soluri fertile.

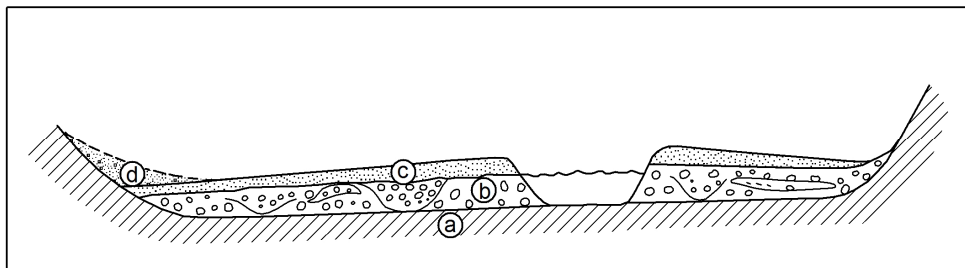


Fig. 11. 38. Structura luncii: a – roca în loc; b – pietriș aluvial; c – argilă aluvială, coluviu și conuri de dejecție (Posea et al., 1976, p. 223)

Morfologia luncilor. Chiar dacă luncile au aspectul unor terenuri joase și netede, ele prezintă o morfologie proprie generată în urma proceselor de meandrare (formarea reniilor în volute), de sedimentare a materialelor aduse de viituri, de acumulare a materialelor provenite de pe versanți și terase, de intervenția ulterioară a omului etc. (Roșian, 2017).

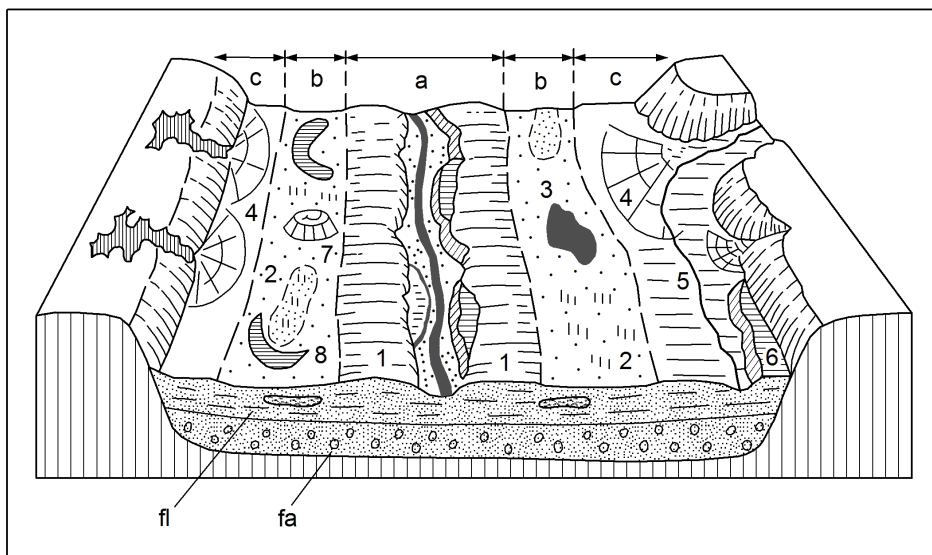


Fig. 11. 39. Lunca și subdiviziunile ei: a – lunca internă; b – luncă centrală; c – lunca externă; elemente morfohidrografice: 1. grinduri; 2. microdepresiuni mlăștinoase; 3. lacuri; 4. conuri de dejecție; 5. curs paralel cu râul principal; 6. terasă; 7. popină; 8. meandru părăsit; fa – facies de albție; fl – facies de luncă (Coteț, 1971, p. 223)

Analizată în profil transversal lunca se evidențiază printr-o ușoară înălțare altitudinală în apropierea albiei. Ea este rezultatul aluvionărilor mai dese, chiar din timpul viiturilor mai mici, care depun aluviunile transportate sub forma grindurilor de mal.

Alături de proeminența existentă în vecinătatea albiei există și alte forme de relief detașate din suprafața luncii; ele sunt reprezentate de: martori proveniți din foste insule, ostroave, fragmente de terase de luncă rezultate din dedublarea acesteia etc. Aceștia li se adaugă apoi forme negative reprezentate de vechi albiei părăsite și meandre abandonate.

Pornind de la diferențierile morfologice ale unei lunci, în profil transversal, se pot individualiza trei porțiuni distincte (fig. 11. 39):

- *lunca internă* este poziționată în apropierea albiei, fiind alcătuită preponderent din grinduri laterale;

- *lunca centrală* se remarcă prin existența meandrelor părăsite, la care se adaugă resturi din vechile ostroave și lacuri în care stagnează apa provenită din precipitații;

- *lunca externă* este situată la contactul cu versantul sau terasele fluviale, având în componență și materiale coluvio-proluviale, rezultate în urma alunecărilor de teren și a drenării formelor de relief de la partea superioară a luncii.

Analizată dinspre sectorul superior spre cel inferior al unui râu, lățimea luncii ar trebui să crească, o dată cu sporirea debitului. Există însă abateri de la această regulă datorită neuniformității litologiei, structurii, mișcărilor tectonice, la care se adaugă particularitățile climatice și modul în care intervine componenta antropică, pe fiecare segment și sector de râu. De exemplu, în amonte de chei și defileuri, râurile aluvionează intens formând lunci mai late, pe când în astfel de sectoare strâmte, luncile sunt foarte înguste sau lipsesc, din cauza predominării eroziunii pe verticală.

Raportat la poziția albiei în cadrul luncii, acestea sunt simetrice, atunci când râul curge prin partea centrală unității de luncă, sau asimetrice, când s-au format doar pe unul dintre maluri.

11.2.3. Terasale fluviale

Ele sunt forme de relief cu aspect de trepte alungite, formate și păstrate în cadrul văilor. Abordate sub aspect evolutiv acestea sunt foste lunci, care în urma adâncirii râului și stabilizării lui la alt nivel au rămas suspendate sub formă de trepte.

Geneza teraselor are la bază dinamica albiilor și evoluția luncilor. Odată cu formarea luncii un râu se poate adâncii, prin raportare la un nivel de bază în coborâre, creându-și o nouă albie majoră. Prin adâncirea în continuare a râului, albia majoră poate ajunge la stadiul de luncă, comparativ cu care, lunca inițială apare suspendată, sub formă de terasă (Roșian, 2017). Observațiile din teren atestă că fiecare luncă și terasă nouă se formează spațial în detrimentul celei vechi (fig. 11. 40).

Parcurgând o astfel de evoluție, o terasă proaspăt formată este o formă de relief rezultată din dominarea ritmică a eroziunii laterale cu cea în adâncime și nu doar o formă de acumulare (Rădoane et al., 2001), cu toate că la partea ei superioară există depozite de aluviuni formate prin sedimentare, din timpul când terasa funcționa ca albie majoră. Referitor la eroziune ea este cea care a reliefat terasa, ca treaptă morfologică în cadrul culoarului de vale.

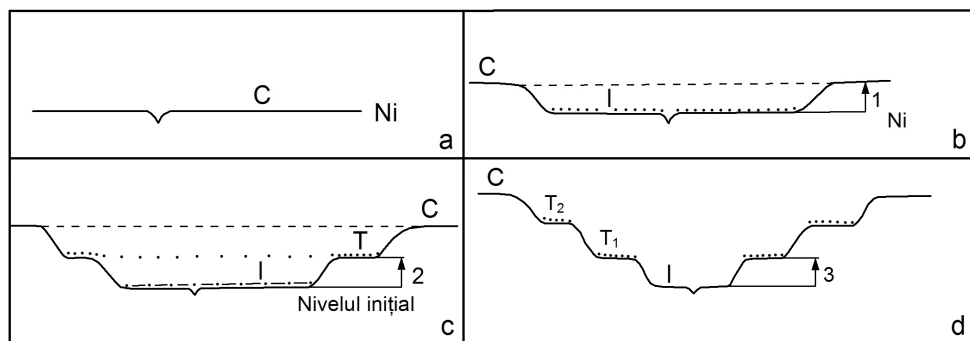


Fig. 11. 40. Etape succesive (a, b, c, d) în formarea teraselor fluviale sub influența mișcărilor epirogenetice pozitive; a – nivelul inițial (Ni), câmpul (C); b – înălțarea 1, duce la sculptarea primei văi cu lunca 1; c – înălțarea 2, duce la transformarea fostei lunci în terasa T și la apariția unui nou nivel inițial, a unei lunci; d – înălțarea 3 duce la transformarea fostei lunci în terasa I-a, (T₁), a fostei terase din faza c în T₂ și la apariția unei lunci, I (Ilie, 1973, p. 31)

În funcție de condițiile locale, geneza teraselor este un fenomen care se poate repeta, formându-se până la 3 – 4 de astfel de trepte, iar în unele cazuri excepționale chiar mai multe (8 - 12). Pe această cale se formează terase ciclice, dispuse etajat, în cadrul culoarelor de vale.

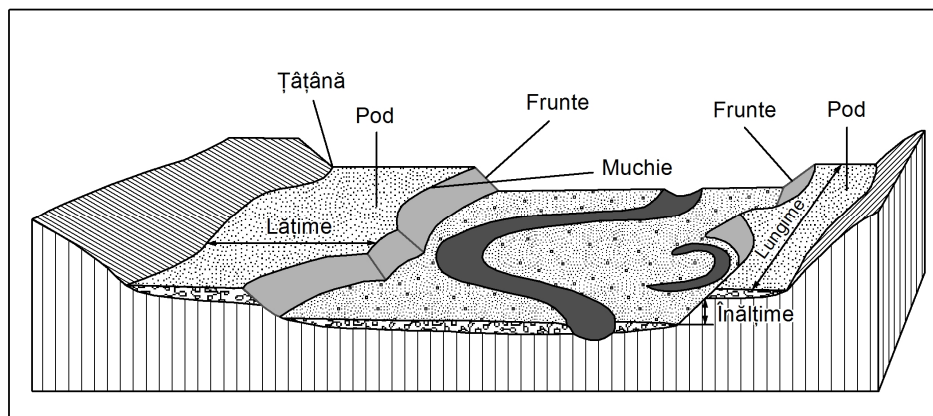


Fig. 11. 41. Elementele morfologice și morfometrice ale unei terase (Josan et al., 1996, p. 217)

Elementele terasei sunt următoarele (fig. 11. 41): **podul terasei** (suprafața relativ netedă a luncii, care a ajuns suspendată sub formă de terasă), **fruntea terasei** (planul înclinat care separă podul de suprafața luncii actuale sau de podul terasei situată mai jos altitudinal), **muchia terasei** (linia rezultată din intersecția podului cu fruntea) și **țâțâna terasei** (linia care indică intersecția podului terasei cu forma imediat superioară altitudinal, care poate fi o altă terasă sau un versant).

Structura teraselor este similară cu cea a luncilor din care au provenit, deosebindu-se: un fundament alcătuit din rocile in situ, peste care urmează un strat de aluviuni alcătuit din pietrișuri rulate și nisipuri, pentru ca la partea superioară să existe un orizont de argilă aluvială, sedimentată în faza când podul terasei funcționa ca albie majoră și apoi ca luncă (Mac, 1976). La acestea se adaugă, la contactul cu versanții sau cu o terasă superioară, depozite coluviale generate de scurgerea apei pe versant și de producerea alunecărilor de teren. Structura teraselor se observă cel mai bine în cadrul aflorimentelor sau carotele forajelor.

Depozitele de la partea superioară a teraselor oferă condiții favorabile pentru continuarea procesului de pedogeneză, început de când acestea funcționau ca luncă, și formarea unor soluri foarte fertile.

În situația în care de pe terasele sculptate în roca în loc orizonturile cu aluviuni lipsesc, înseamnă că au fost îndepărtate ulterior de către eroziune.

Cauzele formării teraselor. În condițiile în care formarea teraselor are la bază dinamica albiilor, care pe de o parte aluvionează și construiesc depozite, iar pe de altă prin adâncirea râurilor le lasă suspendate, sub formă de lunci și terase, se pune următoarea întrebare: cine controlează dinamica albiilor?

În mod obiectiv, răspunsul trebuie căutat în evoluția bazinului hidrografic, din care face parte râul în culoarul căruia s-au format terasele. Fără a detalia acest subiect, cauzele care dictează evoluția într-o anumită direcție, a suprafeței bazinului hidrografic, sunt cele care stau la baza genezei teraselor. Dintre acestea se disting următoarele: mișcările eustatice, schimbările climatice și mișcările tectonice.

Mișcările eustatice reprezintă oscilația nivelului mărilor și oceanelor. Consecința manifestării lor este schimbarea poziției nivelului de bază, iar în funcție de sensul schimbării, negativ sau pozitiv, în cadrul albiilor va predomina eroziunea sau acumularea. Dacă are loc coborârea nivelului de bază, eroziunea pe verticală se accentuează, iar râul se adâncește în detrimentul albiei majore, pentru a se stabili la un alt nivel. Efectul direct este rămânerea fostei albie majore sub forma unei trepte, în cadrul culoarului de vale, care nu reprezintă altceva decât lunca râului (Roșian, 2017). Repetarea fenomenului, și anume o nouă adâncire a râului soldată cu stabilizarea albiei la alt nivel altitudinal, conduce la formarea unei noi lunci, în detrimentul primei, care trece în categoria teraselor.

Geneza teraselor din cauza eustatismului începe de la vărsare spre amonte. Din acest motiv, altitudinea lor relativă scade în același sens, ca efect al propagării decalate a eroziunii regresive. Terasale eustatice sunt astfel specifice râurilor și

fluviilor care traversează câmpii de nivel de bază. Prin faptul că sunt divergente în aval și convergente în amonte, aceste terase oferă informații prețioase despre modul în care s-au format.

Schimbările climatice joacă un rol important în procesul de formare al teraselor, determinând schimbarea modului de lucru a agenților geomorfologici externi. Aceștia din urmă sunt cei care controlează raportul dintre debitul lichid și cel solid. Modificarea condițiilor climatice, chiar dacă nu sunt de amploare, pot determina scoaterea râului din echilibru, pentru ca ulterior el să se stabilizeze la un nou profil, ceea ce înseamnă formarea unei noi lunci în timp ce lunca inițială ajunge în categoria teraselor.

Efectele schimbărilor climatice sunt evidente atunci când perioadele de răcire alternează cu cele de încălzire, după cum s-a întâmplat în timpul Cuaternarului.

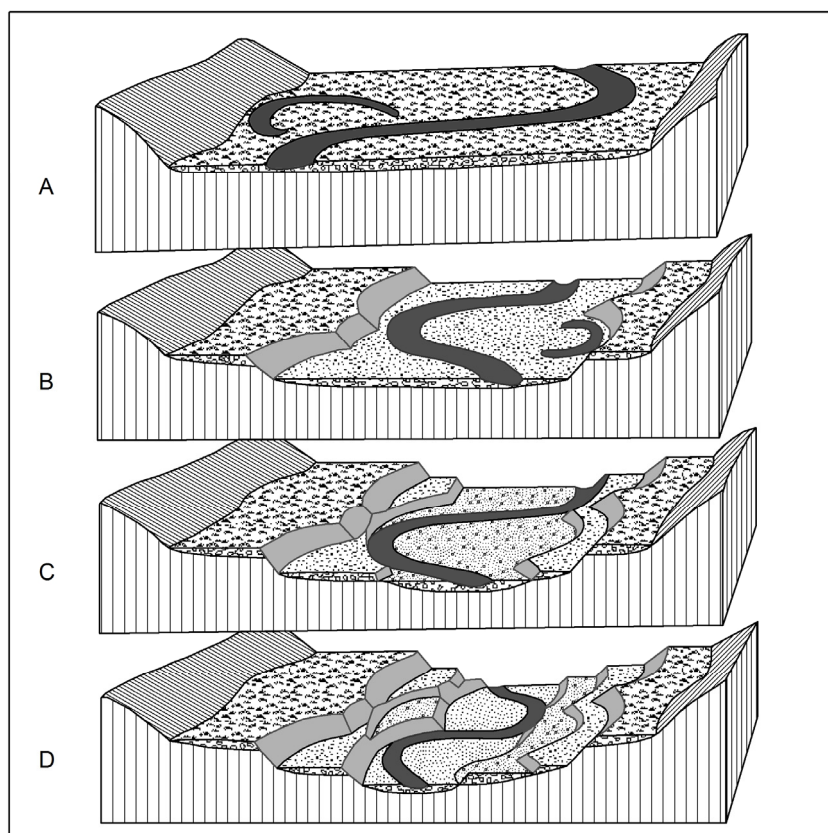


Fig. 11. 42. Formarea teraselor (după Josan et al., 1996, p. 220)

Din cauza schimbărilor climatice de amploare nivelul mărilor și oceanelor scade în timpul perioadele reci, deoarece cantități impresionante de apă stocată pe continente, sub formă de calote și ghețari montani, și crește în cele calde, din cauza topirii maselor de gheață anterior formate. Astfel de modificări influențează

dinamica proceselor geomorfologice din albiile și de pe suprafața versanților, cea de pe care provin sedimentele care alcătuiesc terasele.

De exemplu, desfășurarea ciclică a modificărilor și schimbărilor climatice din Cuaternar, soldată cu o succesiune de glaciare și interglaciare, au permis acumulări în albiile majore și adânciri succesive ale râurilor. Schematic lucrurile se pot desfășura după următorul scenariu: în interglaciare, pe măsură ce are loc trecerea de la un climat uscat și mai cald, spre unul mai rece și mai umed, caracteristic glaciareului care urmează, are loc creșterea debitelor și a aluvionării în albiile majore; procesul continuă și la începutul glaciareului pe măsură ce cantitatea de aluviuni crește, ca rezultat al intensificării dinamicii proceselor geomorfologice de pe versanți; în continuare, după ce este atins maximul glaciare, climatul devine mai arid pe măsură ce se apropie un nou interglaciare, fapt care determină scăderea debitelor râurilor și a intensității proceselor de pe versant (Roșian, 2017). Cu toate că debitele devin mai scăzute, reducerea cantității de aluviuni transportate le conferă energie liberă, pe care o pot folosi pentru a eroda, lucru soldat cu adâncirea lor; efectul adâncirii este părăsirea albiei majore care ajunge în condiția de luncă; repetarea oscilației climatice, adică venirea unui nou glaciare urmat de un alt interglaciare, va determina la finalul celui de-al doilea ciclu formarea unei noi lunci în detrimentul celei existente, care trece în categoria teraselor (Roșian, 2017). O astfel de schema, bazată pe alternanța condițiilor climatice, explică cu succes formarea teraselor de către râuri în zona temperată (fig. 11. 42).

Geneza teraselor, din cauze climatice, debutează dinspre amonte spre vărsare. Menținerea teraselor din ciclurile anterioare ține de amplexarea ultimului ciclu, care îl poate sau nu acoperii pe cel anterior (Mac, 1976).

Complexitatea condițiilor morfogenetice, de pe suprafața Terrei, implică interferența dintre schimbările climatice și mișcările eustatice. O astfel de afirmație are susținere în condițiile în care una din consecințele variației nivelului oceanelor și al mărilor îl constituie răcirea și încălzirea climatului.

Conlucrarea dintre cauzele climatice și cele eustatice, ale genezei teraselor, determină ca în perioadele glaciare să se acumuleze materiale în sectoarele superioare și mijlocii ale râurilor, în timp ce în sectoarele inferioare, să predomină adâncirea, în conformitate cu noul nivel de bază aflat în coborâre (Mac, 1976); în astfel de condiții terasele de natură climatică, din bazinul superior și mijlociu, pot interfera cu cele eustatice din sectorul inferior. În interglaciarele care urmează se remarcă diminuarea acumulării în sectorul superior și mijlociu, comparativ cu cea din sectorul inferior, care este stimulată de ridicarea eustatică a nivelului de bază. Aluviunile astfel acumulate în sectorul inferior constituie surse favorabile genezei teraselor eustatice.

Mișcările tectonice, prin faptul că antrenează pe verticală și orizontală compartimente extinse ale scoarței terestre, au un rol foarte important în geneza teraselor.

De exemplu, mișcările epirogenetice de semn pozitiv, care afectează suprafețe de talia continentelor, provoacă formarea teraselor prin adâncirea râurilor în suprafața bazinelor hidrografice aflate în ridicare. În tot acest timp raportarea râurilor se face la un nivel de bază care nu prezintă variații semnificative, în condițiile în care el rămâne același pe fondul ridicării uscatului.

La rândul lor, mișcările orogenetice influențează și ele formarea teraselor, cu precădere în fazele de ridicare tectonică, când are loc adâncirea râurilor și ajungerea albiei majore la stadiul de luncă, iar lunca preexistentă trece în categoria teraselor. Ulterior, pe parcursul fazelor de stabilitate tectonică are loc aluvionarea albiilor majore. Din cauza ritmicității mișcărilor tectonice se pot forma serii de terase.

Clasificarea teraselor se poate realiza după următoarele criterii:

- criteriul genetic: terase eustatice, climatice, tectonice, mixte etc.;
- criteriul structurii depozitelor: terase în rocă în situ și terase în aluviuni (fig. 11. 43);
- criteriul poziției în profilul longitudinal: convergente spre amonte, convergente spre aval, paralele, în foarfecă, deformate disjunctiv, deformate plicativ etc.;
- criteriul poziției în profil transversal: terase simetrice și asimetrice.

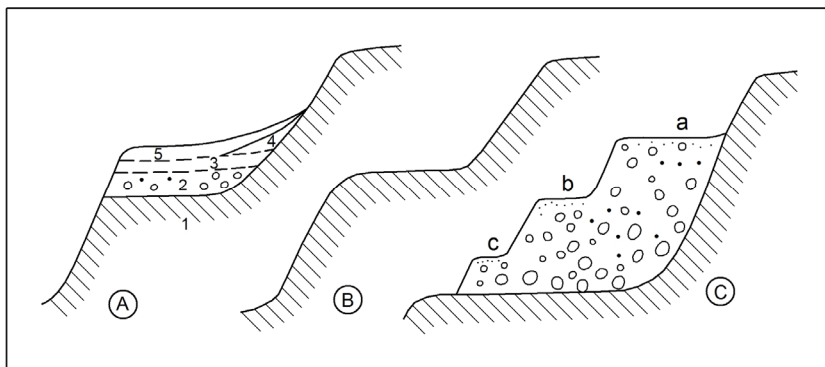


Fig. 11. 43. Structura teraselor: A – terasă aluvială (1 – strat de roci în loc, 2 pietriș de terasă, 3 – argilă aluvială, 4 coluvii, 5 – sol) ; B – terasă în rocă; C – terase în aluviuni (a – aluvionară, b și c – retezate în aluviuni) (Posea et al., 1976, p. 225)

Altitudinea teraselor se măsoară pornind de la albia minoră a văii. Cunoașterea altitudinilor relative ale teraselor, din cadrul unui bazin hidrografic sau al unei regiuni, oferă posibilitatea realizării unei scări cronologice a teraselor. Ea oferă posibilitatea identificării seriilor de terase cu geneză asemănătoare.

Cunoașterea altitudinilor relative permite realizarea de corelații între terasele fluviale din diverse bazine hidrografice sau regiuni.

De exemplu, pentru Depresiunea Transilvaniei au fost stabilite următoarele altitudini relative ale teraselor: lunca sau t_1 2-4 m, t_2 6-12 m, t_3 18-25 m, t_4 30-40 m, t_5 50-55 m, t_6 70-75 m, t_7 90-110 m, t_8 130-140 m, t_9 160-200 m (Morariu și Gârbacea, 1960; Morariu și Donisă, 1968; Savu et al., 1973; Posea et al., 1974;

Geografia României, I, 1987; Pendea, 2005). Altitudinea la care se găsesc terasele oferă informații prețioase despre vârsta reliefului fluvial.

De asemenea, corelarea teraselor, sub aspect altitudinal în profil transversal, are drept scop reconstituirea fazelor ciclice de evoluție ale văilor principale și ale afluenților acestora. Doar prin astfel de studii se poate înțelege geneza tuturor teraselor de pe râuri diferite, dintr-un teritoriu mai vast de genul Carpaților Orientali, Depresiunii Transilvaniei sau Podișului Moldovei (Roșian, 2017).

Numerotarea teraselor se poate realiza atât cronologic, plecând de la cea mai veche terasă spre cea mai nouă, cât altitudinal, de la terasa cu cea mai mică altitudine relativă, spre cele cu altitudini mai mari, și anume invers cronologic genezei lor.

Dintre acestea, cea mai folosită este clasificarea care ține cont de altitudinea relativă a teraselor (fig. 11. 44). Ca urmare, terasa situată la cea mai mică altitudine este terasa întâi (t_1), iar cele care urmează reprezintă terasa a doua (t_2), a treia (t_3) ș.a.m.d. În majoritatea studiilor, deoarece lunca este considerată ca o terasă în devenire, ea este considerată ca terasa întâi. Într-o astfel de situație se află luncile râurilor din Depresiunea Transilvaniei (Roșian, 2020).

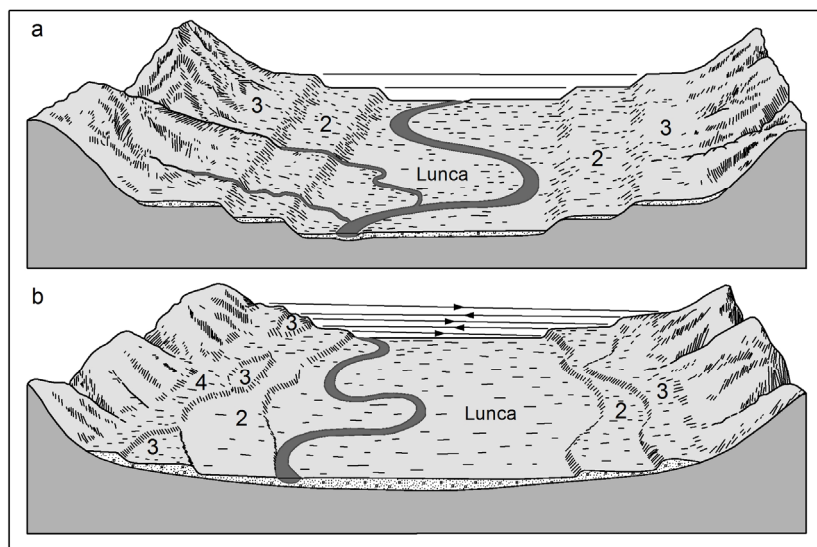


Fig. 11. 44. Teras pereche și nepereche; a - terase pol ciclice pereche; b - terase nepereche, neciclice; cifrele indică numărul terasei (cu modificări, după Sparks, 1960 și Thornbury, 1954, citați de Huggett, 2017, p. 251)

Numerotarea cronologică a teraselor sau în ordinea formării se dovedește mai complicată, din cauză că primele terase formate, sunt cu atât mai dificil de recunoscut și reconstituit în teren, cu cât sunt mai vechi. La o astfel de situație se ajunge din cauza proceselor de eroziune care le afectează morfologia specifică. În lipsa unor datări, pentru stabilirea exactă a condițiilor în care s-au format, unele forme de relief

cu aspect asemănător, dar cu genză diferită, de obicei de natură structurală, ajung din greșeală în categoria teraselor fluviale.

Concluzii terase. Studiarea atentă a teraselor, formate și păstrate în cadrul culoarelor de vale, permite obținerea de informații prețioase despre evoluția reliefului fluvial.

Utilizarea acestora permite reconstituirea profilurilor de vale și ale traseelor rețelei hidrografice din timpul formării diverselor generații de terase. De asemenea, cunoașterea structurii depozitelor de terasă permite stabilirea condițiilor climatice și tectonice existente din momentul începerii genezei lor și până la ieșirea de sub influența directă a râului, a cărui dinamică le-a generat (Roșian, 2017). Diferențele morfologice, care se înregistrează între terasele din cadrul aceluiași sector de vale, sunt pe de o parte efectul variațiilor care au caracterizat debitul râului, de-a lungul timpului, iar pe de altă parte rezultatul influențelor venite dinspre rocile în care au fost sculptate terasele, dinspre structură, precum și consecința proceselor geomorfologice de pe suprafața versanților din bazinul hidrografic aferent.

11.2.4. Conurile aluviale

În locurile în care debușează râurile și torenții are loc depunerea aluviunilor transportate și formarea conurilor aluviale. La baza genezei acestora stă schimbarea rapidă a gradientului de curgere a apei încărcată cu aluviuni.

Locurile cele mai favorabile, de geneza conurilor aluviale, sunt reprezentate de contactul dintre unitățile montane și teritoriile mai joase din apropierea lor, cum sunt cele de tipul depresiunilor, câmpiilor sau marilor culoare de vale (fig. 11. 45). Există posibilitatea formării de conuri aluviale și la contactul dintre versanți și terase sau lunci, precum și la confluența râurilor.

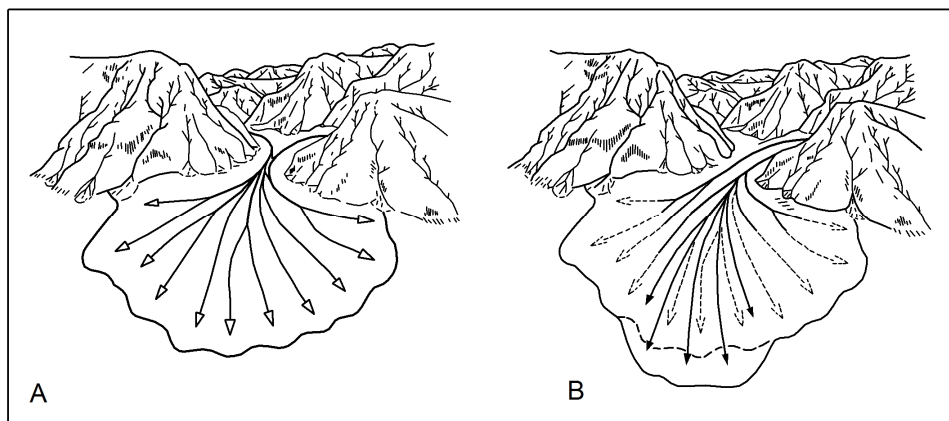


Fig. 11. 45. Formarea și evoluția unui con aluvial, Yukon, Alaska (Virtual Geomorphology, citat de Rădoane et al., 2001, p. 144)

Sub aspect dimensional, conurile aluviale sunt mai mari decât conurile de dejecție, care se formează la partea inferioară a torenților, deși caracteristicile

morfometrice și genetice sunt destul de asemănătoare (Rădoane et al., 2001). Textura depozitelor din componența conurilor aluviale este variată, materialele groșiere fiind depuse în apropierea locului de debușare, iar cele mai fine spre extremități. Din acest motiv, analizate în profil longitudinal conurile aluviale sunt concave, iar în profil transversal convexe.

Conurile aluviale se pot dezvolta individual sau sub forma unor succesiuni de conuri etajate și îngemănate lateral; considerate împreună ele alcătuiesc forme de relief complexe de tipul, glacisurilor aluviale și a piemonturilor.

Glacisul aluvial se formează prin asocierea conurilor dezvoltate la baza unui versant sau abrupt montan. Prin intermediul lor se face racordul între munți, dealuri și depresiuni sau câmpii. Glacisul aluvial o formă de relief specifică teritoriilor din climatul temperat și subtropical.

11.2.5. Piemonturile

Acestea sunt forme de relief rezultate prin acumularea materialelor transportate de râuri, la contactul dintre unitățile montane și cele mai joase altitudinal din vecinătate. Au aspectul unor suprafețe plane cu declivitate de $1 - 7^\circ$ și sunt caracteristice regiunilor temperate și mediteraneene (Rădoane et al., 2001).

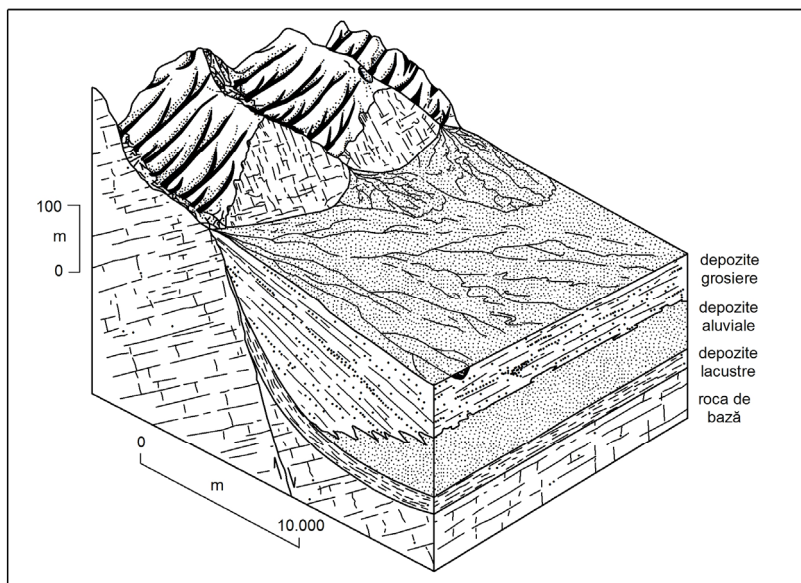


Fig. 11. 46. Formarea structurilor piemontane (Chorley et al., 1984, p. 342)

Sub aspect morfologic, piemonturile reprezintă câmpuri netede, mai mult sau mai puțin înclinate, compuse din aluviuni, care se extind pe zeci sau chiar sute de km² la poalele munților, efectuând racordul între aceștia și zonele mai joase din față (Posea et

al., 1976). Termenul de piemont are pe de o parte înțeles morfologic (poala sau piciorul muntelui – pied-mont), iar pe de alta genetic (format predominant prin acumulare).

Piemonturile sunt rezultatul echilibrului care se instituie între procesele morfogenetice contradictorii, care au loc în cele două unități distincte de relief (fig. 11. 46): unitatea montană (aflată în ridicare este erodată de râuri, în tendința de a o nivela) și șesul cvasiorizontal (unde are loc depunerea aluviunilor, datorită pantele sunt extrem de mici) (Ielenicz, 2005).

Prin comparație cu muntele și câmpia, la contactul cărora se formează, piemontul nu reprezintă o unitate sau un tip de relief inițial, ci o formă de relief derivată, ce reflectă echilibrarea profilului de scurgere între cele două unități de relief (Posea et al., 1976). Dezvoltarea piemontului are loc atât în detrimentul unei părți din câmpie sau depresiune, pe care o fosilizează cu depozite specifice, cât și în detrimentul muntelui (fig. 11. 47), de unde sunt erodate și aduse aluviunile, și pe rama căruia piemontul înaintează uneori (Posea et al., 1976).

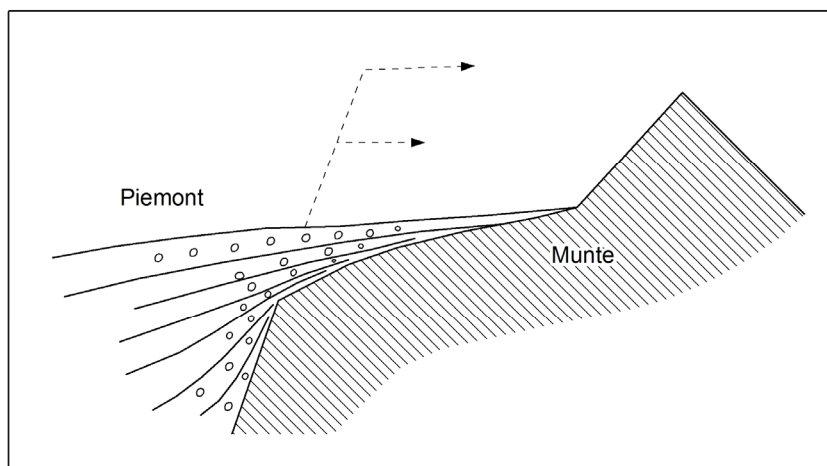


Fig. 11. 47. Fosilizarea ramei muntoase de către piemont (Posea et al., 1976, p. 252)

Formarea piemonturilor necesită îndeplinirea câtorva *condiții* de natură tectonică, geomorfologică, climatică etc.

Condițiile tectonice au rolul de a menține o denivelare semnificativă între munte și teritoriile înconjurătoare, pe suprafața cărora se acumulează aluviunile care vor constitui piemontul. Prezența unei diferențe de nivel de câteva sute de metri între compartimente, întreține condiții morfodinamice prielnice dezvoltării piemontului. Elementul de legătură, dintre munte și teritoriile mai joase este reprezentat de către rețeaua hidrografică. Râurile din componența ei, pe de o parte erodează muntele, iar pe de alta transportă și depune aluviunile la poalele lui.

În cazul majorității piemonturilor, formate în trecut, cum sunt cele de la poalele Munților Carpați și Alpi (regiunea Piedmont din sudul Alpilor), într-o primă etapă a

genezei lor depunerea aluviunilor, la baza muntelui, a avut loc submers în unități lacustre sau maritime. Abia ulterior, după ce acumulările depășesc nivelul apei se poate vorbi de existența și de evoluția emersă a piemontului (Mac, 1976). Există și posibilitatea ca în timp ce se formează, exondarea piemontului să fie accelerată de înălțarea muntelui, care poate antrena inclusiv suprafața pe care are loc sedimentarea. Mișcările tectonice sunt cele care determină regresii marine și suprafețe extinse pe care poate avea loc acumularea subaeriană a aluviunilor provenite din munte.

În același timp, mișcările tectonice mai intense, din unitatea montană, asigură energia necesară, pentru ca râurile să erodeze și să transporte în sectoarele lor superioare și mijlocii. Din cauza diferențelor de nivel, dintre unitatea montană și teritoriile de la poalele lor, la ieșirea din munte panta albiilor diminuează, ceea ce determină ca energia de transport a râurilor să se diminueze și să aibă loc depunerea aluviunilor.

Structura piemontană, o dată formată, nu rămâne intactă. Râurile care au construit-o în funcție de condițiile locale, favorizate inclusiv de dinamica mișcărilor tectonice, se vor adânci în detrimentul ei, și o vor fragmenta. La acest proces evolutiv vor lua parte și afluenții râurilor principale, care fiind perpendiculare pe acestea se vor organiza la contactul dintre munte și piemont, contribuind la detașarea acestuia din urmă.

Condițiile geomorfologice fac referire la relieful preexistent. Teritoriul montan, de pe care provin aluviunile trebuie să fie suficient de extins pentru a permite organizarea unei rețele hidrografice ramificate, care să evacueze materialele pregătite de agenții morfogenetici externi, pentru a dezvolta piemonturi la ieșirea din unitatea montană.

Condițiile climatice cele mai prielnice pentru geneza piemonturilor sunt cele care întrețin un regim hidrologic torențial. El trebuie să fie caracterizat de ploi rare, dar intense și însemnate cantitativ, iar perioada dintre ele să fie caracterizată de secetă. Existența unui sezon sau anotimp lipsit aproape în totalitate de precipitații, contribuie la intensificarea dezagregării. Materialele astfel pregătite sunt ușor de mobilizat și transportat de către scurgerea apei pe versanți și prin albiile fluviale (Roșian, 2017). În timpul lungilor perioade secetoase consistența învelișului vegetal diminuează, ceea ce favorizează în continuare desprinderea și transportul materialelor friabile, pregătite prin intermediul proceselor de meteorizație.

Condiții climatice, de tipul celor menționate, sunt specifice regiunilor mediteraneene, celor semiaride și musonice.

Dintre acestea, climatul mediteranean se pare că oferă cele mai bune condiții pentru geneza piemonturilor. Mărturie în acest sens stau piemonturile subalpine. Alături de condițiile climatice, la geneza lor au concurat și mișcările tectonice favorabile. Acestea au provocat înălțarea orogenurilor alpine și subsidența bazinelor de lângă ele.

La rândul său, climatul musonic, caracterizat de alternanța sezonieră a perioadelor secetoase cu cele ploioase, permite o morfogeneză activă, favorabilă genezei piemonturilor.

Climatul semiarid este și el prielnic dezvoltării piemonturilor, doar că acestea nu sunt extinse în suprafață. Acest climat este însă favorabil genezei pedimentelor.

Formarea piemonturilor are loc în cadrul a două etape: structogenetică sau tectonică și morfologică (Mac, 1976).

Etapa structogenetică este caracterizată de acumularea materialelor și formarea structurii tipice piemontane. Ea are două faze:

- *faza acumulărilor submerse* este cea în care râurile transportă cantități însemnate de aluviuni pe care le depun submers, iar pe alocuri și emers, în unitățile lacustre sau maritime de la partea inferioară a unității montane. Procesele intense de sedimentare conduc la formarea unor faciesuri grezoase și conglomeratice de litoral (Mac, 1976). Mișcările tectonice sau schimbările climatice pot întrerupe temporar continuitatea proceselor de acumulare din această fază;

- *faza înălțărilor* este semnalată de mișcări tectonice de amplex, care se manifestă atât în unitatea montană, cât și în bazinul de sedimentare, unde se înregistrează regresii maritime. În condițiile date, aluviunile aduse de râuri se depun emers, sub forma unor conuri piemontane cu raze mari, care urmăresc linia țărmului în retragere (Mac, 1976).

O dată ajuns în acest stadiu, piemontul își continuă evoluția îndreptându-se către faza construcției finale, evidențiată pe lângă suprafața extinsă a acumulărilor și de morfologia specifică și natura depozitelor acumulate.

În această etapă morfologia piemontului se remarcă prin evazarea conurilor aluviale, închiderea depresiunilor dintre acestea, declivități reduse ale suprafețelor și restructurarea în plan a rețelei hidrografice, care începe să se adâncească, sub ultimul nivel de acumulare (Mac, 1976). Conform autorului citat, caracterul depozitelor acumulate confirmă stadiul de piemont sau de câmpie piemontană, prin formarea unor cuverturi de pietrișuri fine, argile luturi și nisipuri, depozite care atestă retragerea apelor în albie adâncite în acumulările piemontane (Mac, 1976).

Etapa morfologică se inițiază din momentul în care pe suprafața piemontului încep să domine procesele de modelare caracteristice agenților morfogenetici externi. În cadrul acestei etape se disting:

- *faza conservării piemontului* se remarcă prin menținerea formei inițiale a piemontului. De-a lungul acesteia, cu toate că a debutat modelarea piemontului de către agenții morfogenetici externi, se mai observă depuneri cu caracter piemontan, îndeosebi pe marginile exterioare și la contactul cu muntele;

- *faza desprinderii piemontului de munte* are loc odată cu intensificarea eroziunii, prin intermediul râurilor provenind din munte și al afluenților acestora, la contactul dintre depozitele friabile ale structurii piemontane și cele mai rezistente ale unității montane. Prin acest mod de acțiune al rețelei hidrografice se formează depresiuni alungite, drenate de râuri subsecvente. Dezvoltarea în continuare a depresiunilor permite separarea piemontului de munte (11. 48). Văile inițiale,

formate în fazele anterioare, își continuă evoluția prin adâncirea râurilor în depozitele piemontane, formând culoare de vale bine dezvoltate separate de interfluvii cu aspect de platouri piemontane (Mac, 1976);

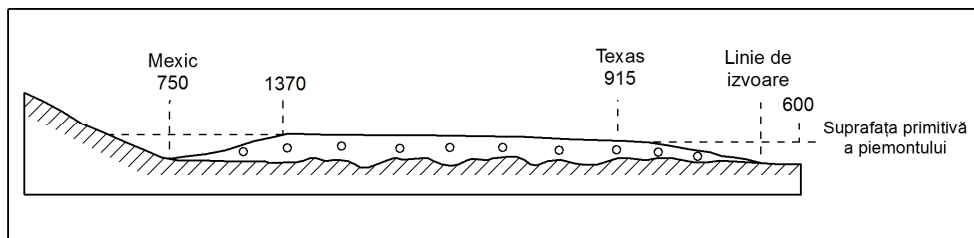


Fig. 11. 48. Desprinderea piemontului de munte
(Johnson, 1932, citat de Posea et al. , 1976, p. 254)

- *faza fragmentării longitudinale a piemontului* se produce fie din cauza ridicării tectonice a muntelui, fie datorită coborârii nivelului de bază, condiții în care râurile se adâncesc puternic în piemont, reușind să secționeze aproape în întregime. De asemenea, văile fiind sculptate în depozite friabile se lărgesc considerabil, astfel încât între râuri rămân interfluvii late și alungite denumite doaburi. După o evoluție îndelungată aceste platouri își reduc suprafața, în detrimentul culoarelor de vale care devin și mai largi, ajungând la stadiul unor creste sinuoase (fig. 11. 49);

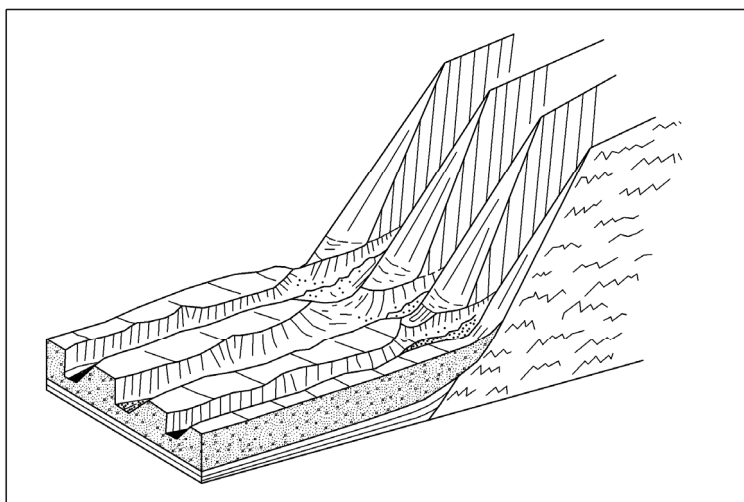


Fig. 11. 49. Fragmentarea longitudinală a piemontului (Posea et al., 1976, p. 255)

- *faza fragmentării transversale a piemontului* debutează cu o dată cu diversificarea rețelei hidrografice, care își dezvoltă numeroși afluenți laterali, de diferite ordine în sistemul Horton-Strahler. Râurile principale o dată adâncite mai jos de orizontul pietrișurilor piemontane, deschid orizonturi acvifere, care vor

alimenta afluenții dispuși transversal și în diagonală față de structura piemontană (Mac, 1976). După o astfel de fragmentare hidrografică, însoțită și de o evoluție specifică a suprafețelor înclinate de tip versant, se ajunge ca înfățișarea piemontului să fie cea a unui teritoriu deluros, dominat de martori erozivo-structurali, rămași ca resturi din interfluviile inițiale;

- *faza fragmentării totale a piemontului* devine evidentă pe măsură ce versanții văilor se intersectează sub nivelul suprafeței piemontane (Mac, 1976). Generațiile de interfluvii secundare, care s-au format între afluenții râurilor principale, pe lângă faptul că au altitudini ce se mențin mult sub suprafața piemontană inițială, nici măcar nu mai au în componență depozite din structura piemontană primordială. Acestea din urmă s-au mai păstrat doar sub forma unor petece, la partea superioară a martorilor erozivo-structurali. Mai trebuie reținut că rețeaua hidrografică, o dată ce a depășit prin adâncire depozitele piemontului, își continuă evoluția prin adaptare la structura fundamentului de sub piemont (Mac, 1976).

La finalul acestei etape prin consumarea aproape în întregime a structurii piemontane relieful va avea aspectul unei câmpii piemontane. În componența ei se remarcă existența unor văi foarte largi în cadrul cărora vor predomina terasele fluviale și luncile, în condițiile în care versanții și interfluviile despărțitoare au fost consumate prin eroziune. Dacă este să continuăm descrierea evolutivă a reliefului și aceste câmpii pot fi ulterior fragmentate de către râuri, delimitate de alte serii de interfluvii, în condițiile în care adâncirea lor continuă, din cauza unor noi faze tectonice de înălțare. În acest mod se formează câmpii de eroziune piemontană, de tipul Piemontului Getic, considerat o fostă câmpie aluvionară de piemont, fragmentată ulterior de-a lungul mai multor etape, corespunzătoare formării teraselor fluviale (Mihăilescu, 1957).

Structura piemonturilor este rezultatul modului în care a avut loc depunerea aluviunilor, aduse rețeaua hidrografică provenită din unitatea montană.

Depozitele piemontane sunt caracterizate de o sortare relativă, dinspre contactul cu muntele (unde s-au depus elementele cele mai grosiere) spre exterior (unde s-au acumulat cele mai fine aluviuni, de tipul nisipurilor și a mălurilor). De asemenea, depozitele piemontane înregistrează o descreștere granulometrică a aluviunilor dinspre bază spre partea superioară, în conformitate cu evoluția bazinelor hidrografice montane, din cuprinsul cărora au provenit. Cert este că spre finalul perioadei de edificare a structurii piemontane, aluviunile furnizate au fost tot mai reduse sub aspect dimensional.

Alături de caracteristicile menționate, depozitele piemontane sunt caracterizate de prezența unei stratificări încrucișate de natură torențială, alcătuită din pietriș, nisip, lentile de argilă depuse în unghiuri variate (Ielenicz, 2005). Un rol important în depunerea neuniformă a depozitelor piemontane l-au avut mișcările tectonice și condițiile climatice.

De exemplu, în climatele semiaride, unde predominantă este dezagregarea, râurile aduc din munți materiale grosiere, pe care le depun sub formă unor

îngrămădiri de blocuri. În regiunile caracterizate de un sezon umed mai lung, care favorizează și alterarea, materialele care alcătuiesc piemonturile vor avea o structură mai uniformă sub aspect granulometric.

La rândul lor, mișcările tectonice împreună cu litologia influențează grosimea depozitelor piemontane. Ea poate varia de la doar câțiva zeci de metri până la peste 2.000 m grosime (Mac, 1976).

Morfologia piemonturilor este semnificativ influențată de stadiul de evoluție la care s-a ajuns, așa cum am prezentat la etapele și fazele formării lor.

La modul general piemonturile au aspectul unor câmpuri periferice, care înclină ușor dinspre munte către teritoriile mai joase; între care se interpun culoare de vale, drenate de râuri, care în funcție de gradul de dezvoltare pot îndeplini rol de depresiuni, care separă piemontul de munte.

Văile care drenează suprafața piemonturilor prezintă o configurație specifică în funcție de stadiul de evoluție la care s-a ajuns. Râurile principale au un traseu longitudinal, în timp ce afluenții lor sunt dispuși transversal, având confluente în unghiuri mai mici de 90°. Devine evidentă astfel o dispunere divergentă a văilor. Ele urmăresc forma piemontului, care în profil longitudinal este concavă, iar în profil transversal convexă.

În concluzie, fiind vorba de predominarea modelării fluviale, morfologia piemonturilor va fi caracterizată de o alternanță de culoare de vale (prevăzute cu alpii, lunci, terase, versanți etc.) și culmi interfluviale (în cadrul cărora există înșeuări și martori erozivo-structurali).

Clasificarea piemonturilor se poate realiza după o serie de criterii, dintre care se evidențiază cele care țin cont de: stadiul de evoluție, condițiilor tectonice, altitudine etc.

Raportat la stadiul de evoluție se disting următoarele tipuri de piemonturi (Posea și Popescu, 1973):

- piemonturile active sau funcționale sunt cele în cadrul cărora procesul de acumulare continuă pentru realizarea lor, fapt care permite conturarea piemonturilor aluvionare;
- piemonturile drenate sau nonfuncționale au aspectul unor platouri sau dealuri piemontane (Piemontul Getic, Piemontul Moldovei, Dealurile de Vest etc.);
- piemonturile fosile sau cele îngropate de depozite mai noi;
- piemonturile relict sunt reprezentate de cele care se includ structural unor noi unități și forme de relief.

În funcție de participarea mișcărilor tectonice în formarea piemontului au fost distinse (Mac, 1976):

- piemonturile suprapuse s-au format prin acumulări diferențiate, determinate de repetarea scufundărilor lente de la bordura munților;
- piemonturile decalate sunt specifice teritoriilor în care ridicările tectonice s-au produs etapizat;

- piemonturile deformate reprezintă efectul mișcărilor tectonice, de sensuri și amploare diferită; din cauza lor se ajunge la compartimentarea piemontului, fie în timpul formării, fie după aceea.

După criteriul altitudinal piemonturile sunt de două tipuri (Mac, 1976):

- piemonturi joase: Câmpia Târgoviștei, Piemontul Cricovului Dulce, Câmpia Vinga etc.;

- piemonturi înalte: Piemontul Argeșului.

Se poate concluziona că piemonturile sunt cele mai complexe și extinse forme de relief generate de acumularea și eroziunea fluvială, atunci când sunt întrunite condiții tectonice și climatice favorabile (Ielenicz, 2005). Conform autorului citat, studiul elementelor sale permit aprecieri genetico-evolutive cum ar fi: caracteristicile factorilor genetici, aprecierea rolului nivelului de bază și al raportului eroziune-acumulare, rolul neotectonicii și al variației condițiilor climatice în conturarea fazelor evolutive.

11.2.6. Deltele fluviale

Includerea deltelor la relieful fluvial este argumentată de faptul că ele sunt forme de aluvionare fluvială; în același timp ele nu se întâlnesc doar la limita dintre uscat și mare, ci și în domeniul continental, după cum este în cazul deltelor fluviilor Niger, Okavango etc., și de ce nu a Deltei râului Neajlov (Roșian, 2017).

Deltele fluviale, după cum le spune și denumirea reprezintă forme de relief generate prin acumularea materialelor transportate de către râuri. Deltele, care pot fi considerate câmpii în formare, sunt forme de relief generate prin acumulare fluvio-marină, în condițiile predominării aportului de aluviuni, raportat la capacitatea de transport a fluviilor și a curenților litorali (Blaga et al., 2014).

Cauzele formării deltelor sunt strâns legate de condițiile existente la vărsarea unor râuri sau fluvii în lacuri, mări și oceane; dintre acestea se remarcă (Mac, 1976):

- micșorarea vitezei de curgere a apei la vărsarea râului;
- un volum impresionat de aluviuni adus de râu în suspensie sau târât;
- lipsa mareelor și a curenților maritimi sau o activitate redusă a acestora, ceea ce permite aluviunilor transportate de râu să se acumuleze, la intrarea în unitatea lacustră sau maritimă;
- relief plan și relativă stabilitate tectonică în sectorul de interferență a uscatului cu marea; acumularea unor stive groase de sedimente este favorizată de mișcările lente de subsidență;
- contactul dintre apele dulci fluviale și cele sărate din mări și oceane determină precipitarea și depunerea materialelor transportate în suspensie.

Cele mai favorabile condiții pentru formarea a unei delte se întrunesc în mările închise, lipsite de marea sau cu marea de mică intensitate, unde vânturile au frecvență redusă și nu sunt intense (Marea Mediterană, Marea Neagră, Marea Caspică, Marea

Baltică etc.); cu toate că fluviile care se varsă în aceste mări transportă mai puține aluviuni decât cele din zonele calde, generează forme cu un pronunțat caracter de avansare spre largul mării (Rădoane et al., 2001).

Formarea deltelor are loc la vărsarea râurilor în mări și oceane, datorită descărcării aluviunilor din curentul de apă. Depunerea acestora are loc pe un substrat predeltaic, localizat într-un golf, estuar, liman, lagună sau pe o platformă continentală cu valoare redusă a pantei.

Inițierea procesului de acumulare are loc submers, pentru ca ulterior formațiunile depuse să crească treptat în grosime și suprafață, până ajung emerse. În acest mod are loc colmatarea golfului (în care se formează delta, cum este, de exemplu, în cazul formării Deltei Dunării) sau litoralului de pe platforma continentală (determinând împingerea râului în larg, așa cum este în cazul Deltei Mississippi). De asemenea, primele formațiuni deltaice depuse joacă rolul unor obstacole în calea debitelor solide ale râurilor, contribuind în manieră specifică la extinderea deltelor.

Urmărită în timp formarea deltelor se dovedește un proces neuniform, deoarece acumulările primare determină migrarea curentului principal în lateral. Acumulările primare, pe lângă rolul de obstacol în calea aluviunilor, funcționează ca adevărate centre de divagare, care provoacă împărțirea apelor în brațe, caracterizate de debite inegale. Fiecare dintre acestea, în funcție de debitul avut la dispoziție, contribuie la formarea unui lob al deltei (Masselink et al., 2014). Prin acest mod de evoluție în cadrul fiecărui braț al deltei, în formare, se generează noi centre de divagare, care vor provoca noi bifurcații. În acest mod are loc geneza unei rețele dense de canale, prin care apa curge laminar permițând sedimentarea inclusiv a celor mai fine suspensii.

Un rol important în formarea deltelor îl au apele mari și viiturile care fiind însoțite de revărsări conduc la depunerea aluviunilor sub forma unor grinduri laterale. Cu toate remanierele de rigoare acestea ajung cu timpul să fie stabilizate cu vegetație, contribuind la sporirea suprafețelor de uscat din delte.

După o evoluție mai mult sau mai puțin separată, lobiile formați de fiecare braț în parte se unesc, formând o structură deltaică de formă semicirculară și aplatizată (Mac, 1976). Delta astfel formată are o suprafață ușor vălurită, preponderent submersă.

Ca dovadă a procesului complex de geneză a deltelor, mai trebuie reținut că la contactul acesteia cu marea se formează cordoane litorale, care pe lângă rolul de protecție avut contra acțiunii valurilor, favorizează în continuare colmatarea fluvială în spatele lor (Mac, 1976) și deci extinderea deltei. În acest context doar o parte din aluviuni mai ajung dincolo de cordoanele litorale, unde se depun sub forma unei structuri ușor înclinate, conform reliefului din domeniul litoral.

La rândul lor, cordoanele litorale pot fi și ele înglobate deltei, cum s-a întâmplat, de exemplu, în cazul Deltei Dunării, în componența căreia se remarcă fostele cordoane litorale Letea și Caraorman. În situația unei aluvionări consistente și a menținerii

aproape constante a nivelului mării, se poate înregistra o colmatare completă a spațiului deltaic și transformarea lui într-o câmpie litorală mlăștinoasă (Ielenicz, 2005).

Cu toate că există posibilitatea includerii de noi cordoane litorale la deltă, nu înseamnă că înaintarea acesteia în mare este nelimitată. Procesul de extindere a deltei diminuează semnificativ sau chiar se oprește în momentul atingerii unui echilibru, între aluvionarea provocată de râu și eroziunea realizată de valuri și curenți maritimi.

Se poate ajunge, prin intermediul proceselor de înaintare a mării spre uscat, la existența unor sectoare de retragere a deltei. Acest fapt este posibil deoarece creșterea deltei determină micșorarea forței de aluvionare a fluviului, condiții în care procesele maritime, ce se opun înaintării deltei devin eficace, începând distrugerea ei (Mac, 1996). De exemplu, Delta Dunării înaintează în detrimentul Mării Negre la gura de vărsare a brațului Chilia și este afectată de eroziune la vărsarea brațului Sfântu Gheorghe.

Conform acestor scenarii evoluția deltelor este caracterizată de faze de dezvoltare care se întrepătrund cu cele de regres, în cadrul unui proces de autoreglare și dezvoltare, întreținut de mecanisme fine, greu de decelat uneori (Roșian, 2017).

Structura deltelor este rezultatul depunerii aluviunilor sub forma unor orizonturi subțiri, care înclină către mare sau ocean (fig. 11. 50). Sub aspect granulometric, de la o parte la alta a deltei aluviunile sunt destul de diferite. De exemplu, în bălți și mlaștini are loc acumularea materialului fin, pe canalele de curgere a celui mâlos și nisipos, iar la contactul cu marea se întâlnesc depuneri nisipoase și resturi de cochilii, cu o ordonare piezișă față de orizonturile fluviale (Mac, 1976). În funcție de condițiile locale, care au stat la baza formării deltelor, fiecare dintre acestea au o structură diferită. Cunoașterea ei permite reconstituiri ale formării deltei.

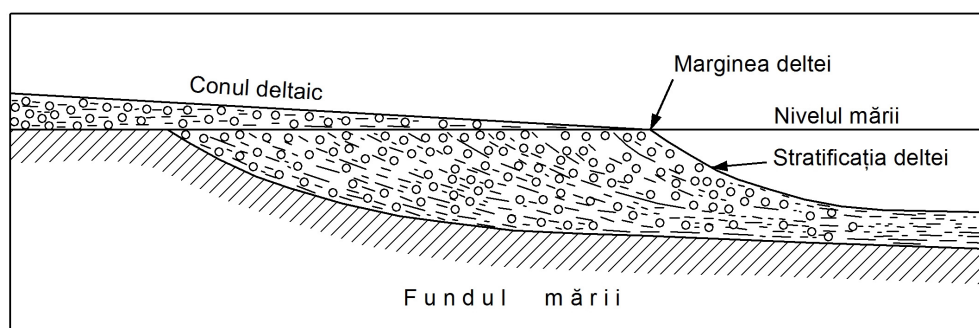


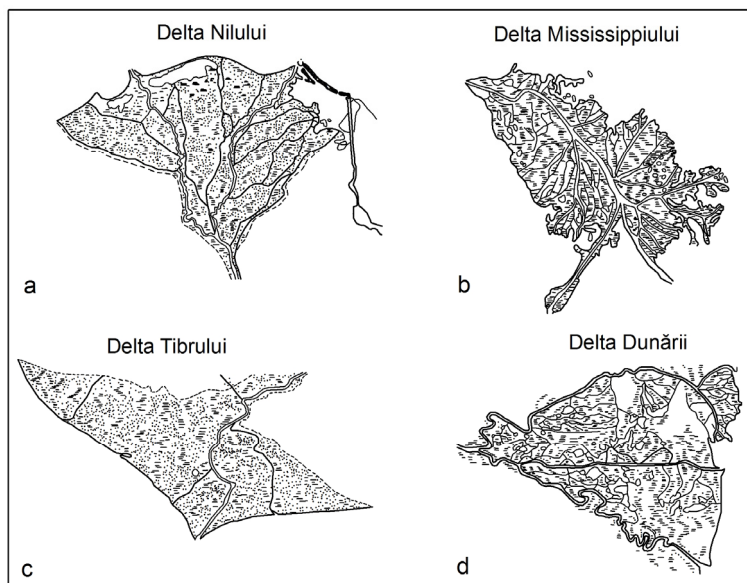
Fig. 11. 50. Structura deltei (Mac, 1976, p. 230)

Formele de relief din componența unei delte sunt rezultatul evoluției acesteia. Dintre ele se remarcă: grindurile fluviale și maritime, ostroavele, dunele, cuvetele lacustre, privalurile, japșele și canalele.

Clasificarea deltelor cu toate că se poate realiza după diverse criterii, cel mai utilizat dintre acestea este cel morfologic (fig. 11. 51). El este des utilizat pe

considerentul că forma exprimă fidel geneza și stadiul de evoluție. Prin aplicarea lui au fost identificate următoarele tipuri de delte (Mac, 1976, Posea et al., 1976):

- *deltele barate* sau de tip Nil caracterizate printr-un țărm cu o curbură largă, de formă arcuită, datorită unui cordon ce leagă între ele gurile brațelor ramificate radial;
- *deltele triunghiulare* sau unghiulare se dezvoltă de-a lungul unui singur braț care înaintează într-o mare cu o dinamică mai redusă; se mai numesc și delte de tip Tibru;
- *deltele digitate* sunt rezultatul acțiunii puternice de aluvionare a mai multor brațe de-a lungul cărora se depun cantități impresionate de sedimente; pentru geneza unor astfel de delte, denumite de tip Mississippi, alături de un debit solid consistent este necesară și prezența unui țărm marin liniștit și cu ape puțin adânci;
- *deltele lobate* sau de tip Dunăre se dezvoltă și ele de-a lungul unor brațe, doar că ele primesc rol principal, sub aspectul volumului de apă și aluviuni transportate, pe rând; se ajunge în acest fel la dezvoltarea succesivă a lobilor deltei;
- *deltele atrofiate* sau de tip Guadalavir sunt rezultatul unei acțiuni intense din partea mării, condiții în care se formează doar un promontoriu îngust;
- *deltele parțial înecate* se generează în situația în care subsidența devine mai activă și vechile grinduri sunt transformate în insule;
- *deltele estuariene* sau alungite, de tip Sena, se formează în estuare lungi și înguste.



**Fig. 11. 51. Tipuri de delte: a – barate; b – digitate;
c – triunghiulare; d – lobate (Posea et al., 1976, p. 475)**

În **concluzie** delta fluvială este o formă de bilanț geomorfologic, între acțiunea râului și a mării. Cele mai prielnice condiții pentru formarea deltelor sunt în mările închise, lipsite de maree sau cu maree de mică intensitate, unde vânturile

au frecvență redusă și nu sunt intense (Marea Mediterană, Marea Neagră, Marea Caspică, Marea Baltică etc.); fluviile care formează delte în litoralul acestor mări, cu toate că sunt caracterizate de o forță redusă de transport, comparativ cu cele din zona caldă, formează delte cu un pronunțat caracter de avansare spre largul mării (Rădoane et al., 2001).

11.2.7. Câmpiile de nivel de bază

Există situații în care aluviunile transportate de râuri nu se depun nici în albi, nici în delte și nici în piemonturi, ci în zona nivelului de bază.

Depunerea masivă a aluviunilor în ariile de convergență fluvială, fie că este vorba de nivele de bază generale, regionale sau locale, indică o poziție a fundamentului lor mult sub nivelul, lacurilor ori suprafețelor topografice joase actuale (Mac, 1976).

Prin colmatarea acestor teritorii mai joase ale suprafeței terestre se ajunge la formarea unor câmpuri aluviale, denumite de nivel de bază.

Ele au aspectul unor câmpii litorale dispuse sub forma unor fâșii în lungul coastelor estice a Americii de Nord sau în lungul coastelor atlantice ale Europei. Acestea s-au format prin depunerea aluviunilor transportate de râuri la nivelul unui țărm continuat cu o platformă litorală extinsă și cu adâncimi reduse, fapt care nu a mai permis curenților și valurilor să le transporte în larg.

Cu toate că aceste câmpii au o geneză mixtă, fiind și creația marilor și oceanelor, acestea din urmă au contribuit în principal prin lipsa unei dinamici, care să îndepărteze construcția fluvială (Roșian, 2017).

Prin colmatarea unor arii depresionare, de la contactul uscatului cu marea sau oceanul, are loc extinderea terenurilor emerse și formarea unor câmpii în categoria cărora se înscriu următoarele: Câmpia Amazonului, Câmpia Mississippi, Câmpia Indo-Gangetică, Câmpia Padului, Câmpia panonică, Câmpia Română etc.

Se pot deosebi trei tipuri de câmpii de nivel de bază: marginale, continentale închise (regionale) și locale (șesuri aluviale intramontane) (Mac, 1976; Posea et al., 1976):

- **câmpiile de nivel de bază marginale** se dezvoltă în apropierea țărmurilor oceanice, ca dovadă stând dimensiunile lor de sute de mii de kilometri pătrați și declivitatea extrem de redusă (0,2%). Ele s-au format pe platforme continentale extinse și cu apă puțin adâncă, mecanismul de înaintare fiind asemănător cu al deltelor succesive. Relieful este foarte neted, fiind deranjat doar de albi de râuri largi și ramificate, cu meandre divagante și difluențe. Spre exemplificare pot fi menționate Câmpia Chinei Centrale și Câmpia Amazonului;

- **câmpiile continentale închise** sunt rezultatul existenței unor niveluri de bază regionale, localizate fie în spațiul unor foste mări continentale, fie în arii depresionare extinse, delimitate de lanțuri montane. Ele au un profil transversal

concau, cu centrul de convergență spre o mare interioară, lac sau sector coborât altitudinal insuficient drenat. Morfologia câmpiilor continentale închise atestă că ele sau format în etape, prin colmatări fluviale succesive, ale vechilor bazine depresionare. Se pare că în acest fel s-au format câmpiile din jurul Aralului și a Mării Caspice, precum și Câmpia Panonică și Câmpia Română;

- **câmpiile locale** s-au format prin intermediul aluviunilor aduse și depuse, în cadrul unor spații depresionare cu suprafață redusă, de râurile care vin din munții înconjurători. În acest mod la partea inferioară a depresiunilor s-au format șesuri aluviale intramontane cu aspect de câmpie. În categoria lor pot fi incluse unele depresiuni din Carpații Orientali: Depresiunea Giurgeu, Depresiunea Ciuc, Depresiunea Bârsei, Depresiunea Sfântu Gheorghe, Depresiunea Râului Negru (Târgu Secuiesc) etc.

Concluzii. Dintre agenții geomorfologice externi, care interacționează cu substratul, apa în starea lichidă se manifestă și își lasă amprenta, sub aspect morfogenetic pe cele mai extinse suprafețe. Dacă apa se organizează în curenți, care se curg prin albie, în urma eroziunii, transportului și acumulării realizate de către aceștia, rezultă relieful fluvial. În cadrul acestuia, alături de formele de relief generate în mod direct de scurgerea apei prin albie se remarcă prezența versanților, rămași de o parte și de alta a unui râu care s-a adâncit în substratul geologic.

11.2.8. Versanții

Prin adâncirea râurilor și formarea văilor în cadrul acestora se dezvoltă, de o parte și de alta, suprafețe înclinate, cunoscute sub denumirea de versanți.

Dintre numeroasele **definiții ale versanților** și puncte de vedere existente la adresa lor, mai jos vor fi redate câteva dintre ele:

- versantul este o formă de relief înclinată reprezentând un flanc de vale, de deal sau de munte (Băcăuanu et al., 1974);

- versantul este o formă de relief înclinată, care face legătura între baza locală de eroziune și interfluviu (Mac, 1976);

- versantul este o suprafață sau un ansamblu de suprafețe înclinate și orientate în același sens, față de o vale sau față de un deal, munte sau lanț muntos, care se termină în partea de jos într-o vale, depresiune sau câmpie (Posea, 1986);

- versanții sunt cele mai importante elemente componente ale peisajului; în lipsa lor peisajul ar avea aspectul unei câmpii, care probabil ar prezenta prea puțin interes pentru geomorfologi (Scheidegger, 1991);

- versantul este unul din cele două flancuri ale unei văi, ale unei coline, ale unui interfluviu; el se caracterizează prin pantă, înălțime, profil transversal, expoziție, stadiu de evoluție, grad de acoperire cu vegetație, amenajare etc. (Brunet et al., 1993);

- versantul este o suprafață cu înclinare mai mare de 2 – 3°, care face racordul între interfluvii sau creste și liniile de drenaj adiacente (Rădoane et al., 2001);

- versanții sunt elementele de bază ale peisajului, iar împreună cu celelalte forme de relief (câmpii, terasele, platourile etc.) alcătuiesc suprafața terestră a Pământului; în consecință, înțelegerea proceselor care operează pe suprafața lor și cunoașterea formelor de relief rezultate constituie unul din aspectele fundamentale aspecte ale Geomorfologiei (Huddart și Stott, 2010);

- versanții constituie elementul de bază al suprafeței terestre, motiv pentru care au constituit de timpuriu un punct de plecare pentru studiul reliefului (Summerfield, 2013);

- versanții, considerați atât sub aspectul suprafețelor care fac legătura între partea superioară a dealurilor și partea inferioară a văilor, cât și sub aspectul proceselor, reflectă natura materialelor constitutive, factorii morfogenetici și evoluția peisajelor specifice (Bierman și Montgomery, 2013);

- versanții sunt cele mai întâlnite forme de relief, intrând în componența majorității peisajelor; exceptând domeniul de modelare glaciara, versanții reprezintă 90%, iar albiile și luncile inundabile 10% din suprafața terestră; în același timp versanții sunt parte componentă a bazinelor hidrografice furnizând apă și aluviuni către albiile (Huggett, 2017).

Chiar dacă sub cupola noțiunii de versant se poate cuprinde, sub aspect teoretic, orice pantă înclinată între 1° și 90° , se apreciază că versanți pot fi denumiți numai acele suprafețe unde media pantelor depășește minimum $2 - 3^\circ$ (Posea et al., 1976).

În general versanții sunt considerați forme de relief înclinate, care fac racordul între interfluvii sau creste și liniile de drenaj adiacente (Mac, 1986). Se observă astfel o interdependență între versanți și albiile râurilor, fapt care nu exclude totuși, în anumite condiții posibilitatea existenței unei independențe a versanților față de rețelele de drenaj (Mac, 1986). O astfel de afirmație este valabilă, când din cauze climatice, curgerea în albie are un regim temporar sau când din motive evolutive între râuri și versanți se interpun forme de relief de tipul luncilor, teraselor și glacisurilor.

Abordat sub aspect dinamic, versantul este un câmp de acțiune a proceselor geomorfologice, care se desfășoară între interfluvii și o bază de eroziune (Mac, 1986). În acest context cel care direcționează morfodinamica este nivelul de bază al versantului. El poate fi reprezentat fie de albia de la baza lui, fie de suprafețe cu valori reduse ale declivității, de tipul luncilor, teraselor, glacisurilor sau chiar a unor suprafețe structurale existente în componența versantului. Din acest motiv, între forma versantului și procesele geomorfologice care se produc pe suprafața lui are loc tot timpul o ajustare dinamică reciprocă, aspect vizibil în mobilitatea liniei de profil și în schimbarea în timp a unităților funcționale ale acestuia (Mac, 1986). Conform autorului citat, în aceste circumstanțe, versantul reprezintă o structură geomorfologică temporo-spațială (suprafață, proces, depozit) cu rol de distribuire verticală sau cvasiverticală a materiei și energiei.

Prin morfologia care îi caracterizează, versanții fluviali reflectă modul în care rețeaua hidrografică s-a adaptat la substratul geologic prin adâncire. Alături de versanții de natură sculpturală, rezultați prin adâncirea râurilor și dezvoltarea văilor,

există și versanți formați din cauze tectonice. Ca exemplificare pot fi indicate văile fluviale care drenează grabene delimitate de falii sau văile formate la contactul a două tipuri de structuri geologice, ajunse în contact tot din cauze tectonice.

Clasificarea versanților are la bază numeroase criterii, dintre care cele mai folosite sunt următoarele:

- raportat la **forma în profil transversal** versatul poate fi: drept, convex, concav și în trepte;
- după **gradul de înclinare** se deosebesc: versanți foarte înclinați (peste 35°), înclinați (15 – 35°), cu pantă medie (8 – 15°), slab înclinați (4 – 8°) și foarte slab înclinați (2 – 4°) (Grecu și Palmentola, 2003);
- în funcție de **dimensiune** există: versanți cu dimensiuni mari (de munte), cu dimensiuni mijlocii (de deal și podiș) și versanți cu dimensiuni reduse (în câmpie) (Grecu și Palmentola, 2003);
- ținând seama de **poziția pe care o ocupă într-un bazin hidrografic** au fost identificați trei tipuri de versanți (Young, 1972): versanți de obârșie, versanți pinten sau de terminare a unui interfluviu și versanți de vale (fig. 11. 52).

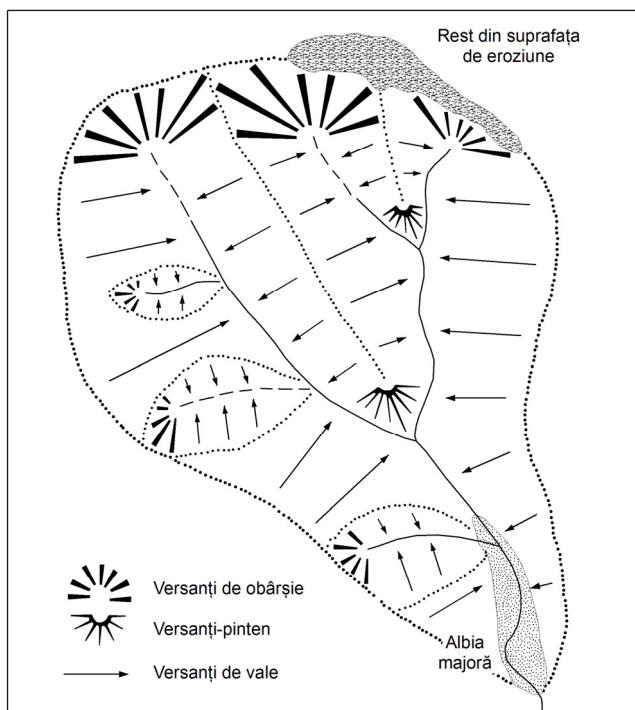


Fig. 11. 52. Localizarea categoriilor de versant într-un bazin hidrografic (Young, 1972, citat de Rădoane et al., 2001, p. 30)

- **criteriul relației versanților cu structura geologică** permite separarea a trei tipuri de versanți: versanți consecvenți (se suprapun pe suprafața unui strat geologic),

versanți insecvenți (întretaie sud un anumit unghi stratele) și versanți asecvenți (formați pe depozite geologice nestratificate) (Blaga, et al., 2014);

- în urma **analizei intensității proceselor geomorfologice** se pot identifica două tipuri de versanți: intensitate pronunțată a proceselor geomorfologice, respectiv versanți în echilibru dinamic.

Alături de cunoașterea genezei și tipurilor existente, versanții sunt importanți atât sub aspect morfologic (reprezintă suportul pentru diverse activități economice indispensabile), cât și al dinamicii proceselor geomorfologice care au loc pe suprafața lor (prin derularea lor rezultă o morfologie specifică, cu toată problematica asociată). Din aceste considerente studiul versanților presupune cunoașterea: formei, evoluției, proceselor geomorfologice și a depozitelor de versant.

11.2.8.1. Elementele de formă ale versantului în profil și în plan

Analiza versanților sub aspectul formei, în profil transversal, și al configurației, în plan, oferă informații prețioase despre geneza, evoluția și dinamică proceselor geomorfologice specifice.

A. Elementele de formă ale versantului în profil transversal

Profilul versantului reprezintă linia care unește, pe traseul cel mai scurt, punctul cu cea mai mare altitudine, de la partea superioară, cu punctul situat la cea mai joasă altitudine, din partea inferioară (Rădoane et al., 2001). Prin analiza în profil transversal al versanților de obțin informații prețioase despre unitățile morfologice și funcționale ale acestora.

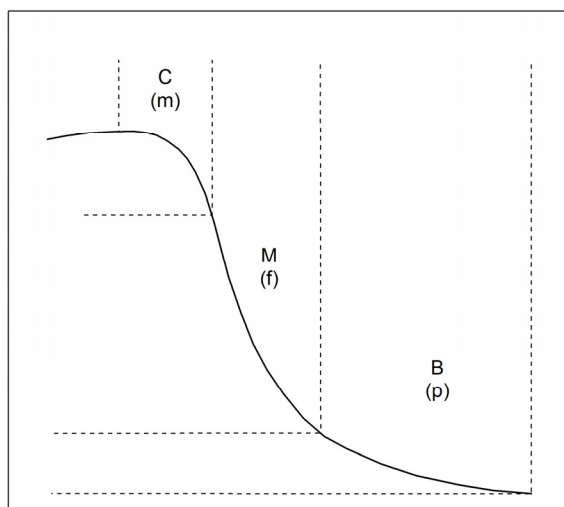


Fig. 11. 53. Elementele morfologice ale versanților: C – creasta (sau m - muchia); M – mijlocul (sau f - frontul); B – baza (sau p - piciorul) (Mac, 1986, p. 53)

Examinarea în profil transversal al unui versant relevă existența următoarelor elemente (fig. 11. 53):

- *creasta sau muchia* este partea de versant poziționată la partea superioară; ea reprezintă intersecția frontului sau feței versantului cu planul superior al acestuia; în unele situații ea constituie doar linia de intersecție a doi versanți opuși;
- *frontul sau fața versantului* este situat în partea mijlocie a acestuia;
- *baza versantului* este localizată la partea inferioară a acestuia, rezultând din intersecția frontului cu planul inferior.

Profilul transversal al unui versant este alcătuit din segmente de versant. Fiecare dintre acestea este caracterizat de o înclinare uniformă și de procese geomorfologice asemănătoare. Acestea din urmă sunt cele care prin dinamica lor vor sculpta morfologia de detaliu existentă în cadrul fiecărui segment de versant.

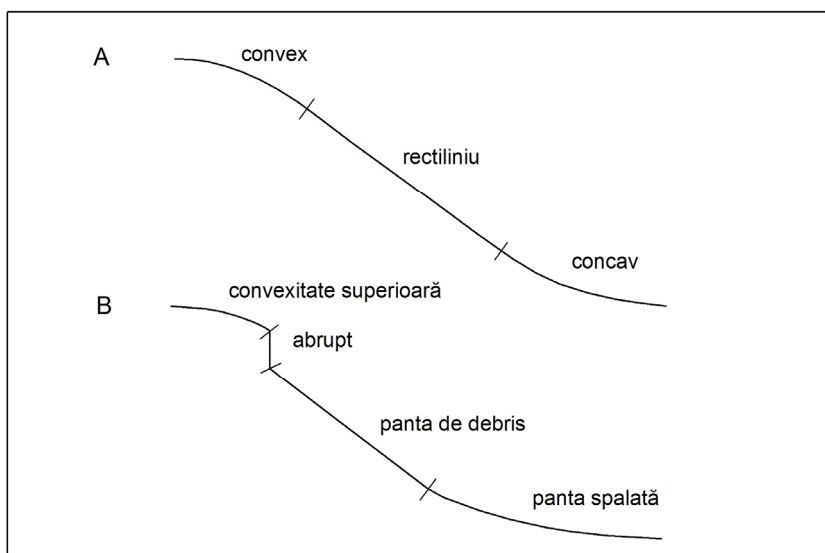


Fig. 11. 54. Terminologia segmentelor de versant asociate cu : A – un versant convex – concav; B – un versant format prin retragerea abruptului (Chorley et al., 1984, p. 256)

Forma versantului în profil transversal se evaluează pornind de la configurație liniei care unește partea superioară cu cea inferioară a acestuia. Se înregistrează următoarele situații în acest sens: dacă linia este dreaptă înseamnă că versantul este rectiliniu; când raza de curbură a liniei profilului se menține constantă, către baza versantului, el are formă convexă; dacă raza se micșorează în direcția respectivă, versantul are formă concavă; în situația în care pe profil transversal alternează segmente cu diferite înclinări, se consideră că forma versantului este mixtă sau în trepte (Mac, 1986). În cazurile în care un segment de versant drept este foarte înclinat (peste 45°) se numește abrupt. În profilul unui versant un segment de o anumită formă poate să apară o singură dată sau să se repete, la fel cum un anumit tip morfologic poate să lipsească.

Cu toate că în general profilul unui versant este compus din trei segmente (convex, rectiliniu și concav), studiile aprofundate realizate în teren au permis elaborarea unui versant standard cu patru unități: convexă, abruptă, rectiliniară și concavă (fig. 11. 54 A și B) (Chorley et al., 1984).

B. Elementele de formă în plan a versanților

Forma în plan a versanților se referă la configurația lor de-a lungul unui plan orizontal. Forma concavă este proprie versanților de vale, iar cea convexă celor de tip pinten (Rădoane et al., 2001).

Curbura în plan este dată de raza curburii R_h și se calculează pentru o lungime convențională de $L = 25$ m, după formula (Rădoane et al., 2001):

$$R_h = 0,5 L / \sin [(\gamma - 180/2)]$$

γ = unghiul de înclinare a versantului pe lungimea considerate

Când valorile sunt pozitive curbura în plan este convexă, iar când sunt negative este concavă. Clasificarea formei în plan a versanților are următoarele limite: $R_h < +50$ foarte convex în plan; $R_h = +50 - +500$ ușor convex în plan; $R_h = +500 - -500$ liniar în plan; $R_h = -500 - -50$ ușor concav în plan; $R_h = < -50$ foarte concav în plan (Rădoane et al., 2001).

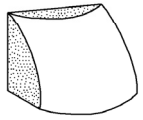
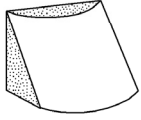
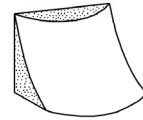
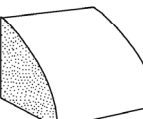
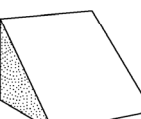
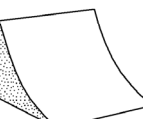


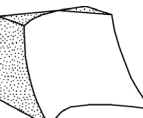
		curbura profilului		
		convex	profil drept	concav
curbura în plan	convex			
	plan drept			
	concav			

Fig. 11. 55. Clasificarea formei versanților pe baza curburii în plan și în profil (Dikau, 1989, citat de Drăguț și Blaschke, 2006, p. 334)

Expresia grafică a clasificării formeii versanților în plan este redată în figura 11.55. Conform acesteia există nouă posibilități de combinare a elementelor formeii în plan, cu cele ale profilului versantului (Dikau, 1989, citat de Drăguț și Blaschke, 2006).

C. Elemente geometrice ale versanților

Versanții sunt caracterizați de o serie de elemente geometrice, dintre care se disting următoarele:

- **lungimea versantului** este distanța dintre limita superioară (cumpăna apelor, care poate fi sub formă de platou sau creastă) și limita inferioară (în funcție de condițiile locale poate merge până la albie sau se poate opri la nivelul unei lunci sau terase);
- **lățimea versantului** se stabilește între două elemente de uniformitate și continuitate a suprafeței înclinate (Blaga et al., 2014);
- **înălțimea versantului** constituie diferența de nivel între partea superioară și cea inferioară a versantului;
- **panta versantului** sau declivitatea reprezintă unghiul format de linia versantului cu un plan orizontal; se poate exprima în grade sau procente;
- **suprafața versantului** este produsul dintre lungime și lățime.

11.2.8.2. Unitățile morfologice și funcționale ale versanților

Cercetarea versanților în teren implică delimitarea unor suprafețe, care se pot individualiza pe baza formeii și a dinamicii proceselor geomorfologice (Roșian, 2017). Pentru desemnarea lor se folosește sintagma de unități morfologice și funcționale. Am preferat și în acest caz denumirea de unitate, în detrimentul celei de segment sau sector, deoarece are o semnificație mai largă, mai „geomorfologică” și face trimitere mai ușor la o suprafață cu caracteristici proprii ale unui versant. În teren versantul nu se reduce doar la o linie sau la un segment, așa cum este în cazul unui profil transversal, ci el are o suprafață, pe care se desfășoară procesele geomorfologice (Roșian, 2017). Acestea din urmă sunt influențate pe de o parte de forma versantului, iar pe de alta impun, prin dinamica lor, forma versantului, îndeosebi la acel nivel de detaliere specifică unităților morfologice și funcționale.

Identificarea acestora din urmă are la bază atât cunoașterea formeii versanților în profil transversal, cât și a dinamicii proceselor geomorfologice de pe fiecare porțiune de teren din componența lor.

Pe baza acestor considerente, în literatura de specialitate, contrar părerii că un versant are doar două unități, una superioară (unde predomină eroziunea) și una inferioară (dominată de procesele de acumulare), au fost propuse numeroase modele de delimitare a unităților morfologice și funcționale ale versanților; dintre acestea în continuare vor fi prezentate șapte dintre ele.

a. Dintre primele analize ale versantului, efectuate sub aspect morfologic și procesual, se remarcă cea a lui Horton (1945). Conform acestuia un versant are următoarele subdiviziuni (fig. 11. 56):

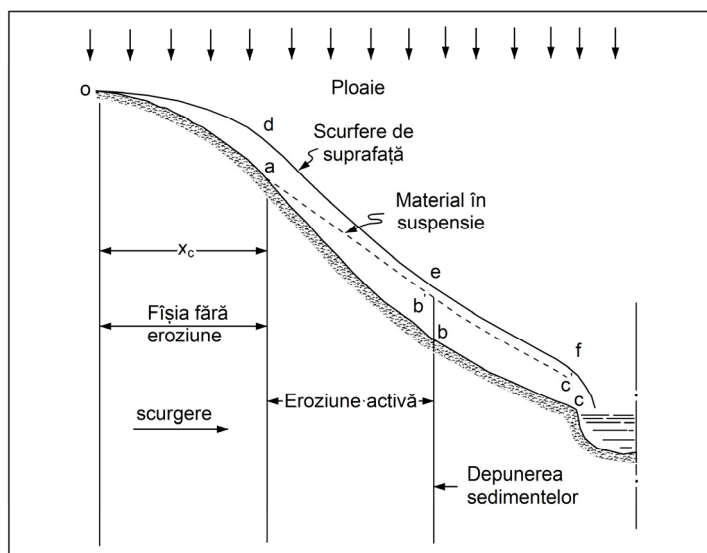


Fig. 11. 56. Unitățile de versant propuse de Horton; linia oabc – reprezintă suprafața profilului de sol; linia odef – reprezintă suprafața sau fluxul scurgerii în cazul unei ploi intense) (Horton, 1945, p. 316)

- banda fără eroziune este situată la partea superioară a versantului; ea se extinde în aval, de la limita superioară a versantului, până unde grosimea stratului de apă format, datorită precipitațiilor, are valori suficient de mari pentru a învinge rezistența substratului;
- banda de eroziune activă este localizată în partea mediană a versantului;
- banda de depunere a materialelor se află poziționată la partea inferioară a versantului.

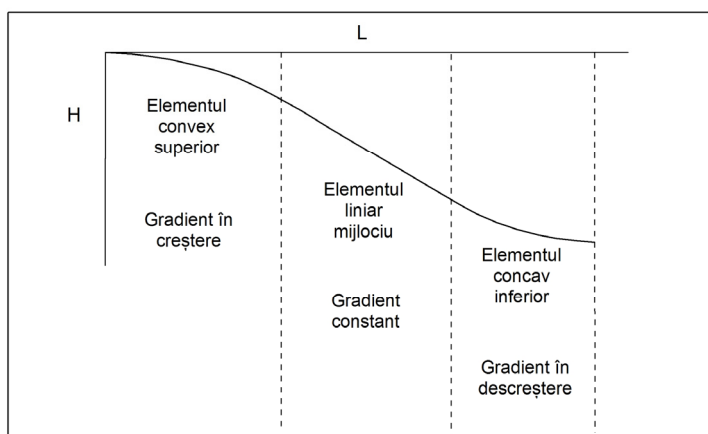


Fig. 11. 57. Elementele de formă ale versantului (White, 1966, p. 596)

b. În al doilea model, propus de către White (1966), s-a stabilit că un versant are în general trei elemente, care pot fi acceptate ca unități morfologice și funcționale (fig. 11. 57):

- elementul convex superior;
- elementul liniar mijlociu;
- elementul concav inferior.

c. În cel de-al treilea model, King (1953) consideră că versantul are patru elemente morfologice, fiecare cu o funcție dinamică aparte (fig. 11. 58):

- panta în creștere sau convexă (situată la partea superioară a versantului);
- abruptul localizat pe roca dură;
- taluzul cu sfârâmături;
- panta descrescândă (de obicei concavă) sau pedimentul.

Acesta poate fi considerat primul model, mediatizat pe larg în literatura de specialitate, care subliniază funcția formei în dinamica versantului.

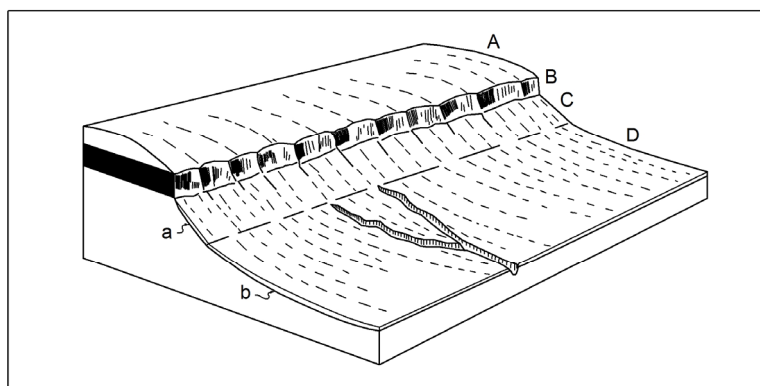


Fig. 11. 58. Elementele versantului: A – panta în creștere; B – abruptul; C – taluzul cu sfârâmături; D – panta descrescândă (King, 1953, citat de Mac, 1986, p. 53)

d. Cel de-al patrulea model a fost recomandat de către Dalrymple, Blong și Conacher (1968), în urma cercetărilor efectuate, între 1961 și 1965, în insula nordică a Noii Zeelande. Autorii citați au propus nouă unități (fig. 11. 59):

- interfluviul sau unitatea proceselor eluviale (U_I);
- unitatea de distribuție (U_{II});
- suprafața convexă sau unitatea de organizare a eroziunii areale și lineare (U_{III});
- povârnișul sau taluzul de inserție a formelor eroziunii lineare și areale (U_{IV});
- mijlocul versantului sau unitatea de maximă mobilitate morfodinamică (U_V);
- glacisul sau unitatea de redepozitare a materialelor deluvio-colviale (U_{VI});
- lunca sau unitatea aluvio-proluvială (U_{VII});
- malul albiei sau unitatea de eroziune laterală și prăbușire-surpare (U_{VIII});

- patul aluvionar sau unitatea cu procese de albie rezultate din dinamica râului (U_{IX}).

Unitățile propuse au o dublă trăsătură: morfologică și funcțională. Cei care le-au propus le consideră ipotetice și au concluzionat că există cel puțin teoretic, posibilitatea identificării lor în toate regiunile cu climat temperat de pe glob (Dalrymple, Blong și Conacher, 1968). După cum se observă în figura 11. 59, autorii consideră că versantul se extinde până la albia minoră, incluzând-o și pe aceasta. Modelul a fost preluat de diverși cercetători (Ritter, 1986; Crozier et al., 2010; Roșian, 2011b etc.) și aplicat versanților din diverse teritorii.

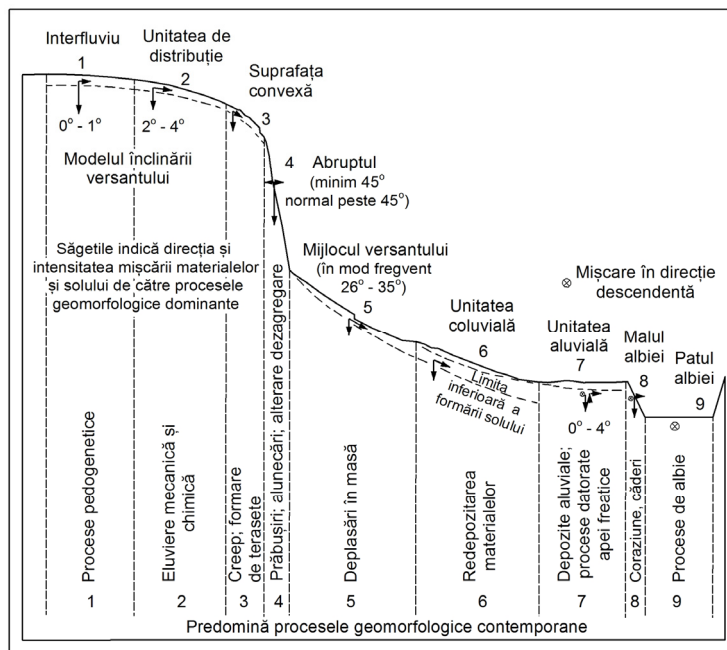


Fig. 11. 59. Cele nouă unități morfologice și funcționale de versant (Dalrymple et al., 1968, p. 62)

e. Al cincilea model este cel propus de Young (1963, 1964, 1972). Acesta împarte versantul în mai multe tipuri de subdiviziuni, denumite unități sau segmente (fig. 11. 60):

- unitatea de versant este cea mai mică subdiviziune; ea este alcătuită dintr-un element de pantă sau un segment de pantă;
- segmentul de pantă reprezintă o porțiune a versantului, care are un unghi de înclinare aproximativ constant;
- elementul de pantă constituie o porțiune a profilului, în cuprinsul căreia curbura rămâne aproximativ constantă;
- elementul convex al versantului este cel al cărui înclinare crește continuu spre partea inferioară a versantului, excluzând maximul, minimul și segmentele de creastă;

- elementul concav include partea versantului în cuprinsul căreia înclinarea scade spre partea inferioară a versantului, excluzând maximum, minimum și segmentele de creastă;
- segmentul maxim de versant se referă la porțiunea de versant care are o pantă mai mare decât unitatea de la partea superioară și inferioară a acestuia; el poate fi localizat și la baza versantului, dacă la partea superioară urmează un segment mai puțin înclinat;

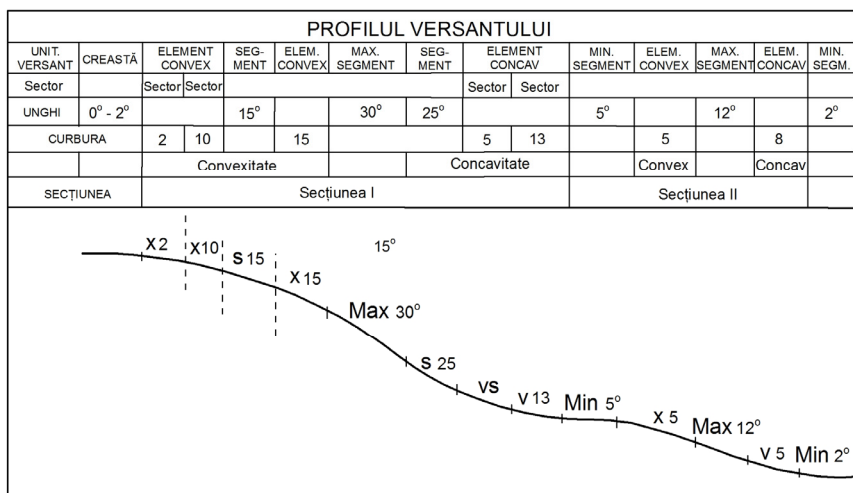


Fig. 11. 60. Profilul versantului cu secțiunile sale (Young, 1964, citat de Mac, 1986, p. 56)

- segmentul minim de versant este cel care are o pantă mai mică decât unitățile de la partea superioară și inferioară; acesta poate fi întâlnit și la baza versantului, dacă unitatea de la partea ei superioară este mai înclinată;
- segmentul de creastă este delimitat de ambele părți de unități care înclină în direcții opuse;
- segmentul bazal este cel mărginit sectoare ale căror pante cresc în direcții opuse;
- unitatea iregulată reprezintă o porțiune a profilului cu frecvente schimbări ale unghiului și curburii;
- convexitatea reprezintă partea întreagă a profilului versantului în care unghiul de înclinare nu descrește spre partea inferioară a versantului, dar excluzând segmentul minim, maxim și de creastă;
- concavitatea este partea întreagă a profilului versantului în care unghiul de înclinare nu crește spre partea inferioară a versantului, dar excluzând segmentul minim, maxim și de creastă;
- secvența de profil constituie o porțiune constând succesiv din convexitate, segment de maxim și concavitate.

Raportat la subdiviziunile propuse, modelul lui Young (1964) este mai degrabă unul în care împărțirea versantului se face mai ales pe baza pantei, nu și pe baza procesului geomorfologic dominant.

f. Ce de-al șaselea model este cel elaborat de Posea și Cioacă (2003). Conform acestora pot fi identificate patru fâșii funcționale. Ele au fost stabilite pe baza corelației existente între forma versantului și tipul depozitului, generat în urma dinamicii proceselor geomorfologice. Cele patru fâșii sunt următoarele:

- abrupturile sunt caracterizate de: înclinări cuprinse între 45° și 90° (predominant între 45° și 65°), lipsa scoarței de meteorizație și a vegetației. Dominante sunt procesele de cădere liberă și surpare, care determină formarea la baza abruptului a unui taluz de sfărâmături. De obicei abruptul este localizat la partea superioară a versantului. El are aspectul unei cornișe, atunci când este menținut pe strate mai dure;

- fâșia de eluvii are formă convexă, fiind cunoscută sub denumirea de fâșia de ablație. Declivitatea ei variază între 2° și 5° , dar se poate ajunge și la valori de 10° . Ea este localizată la partea superioară a versantului. Din acest motiv mai sus de ea nu există suprafețe de teren, de pe care să provină materiale solide și nici scurgeri de apă. Procesele geomorfologice care au loc sunt reprezentate de: pluviodenudație, șiroirea incipientă și rostogolirile gravitaționale ale deluviilor. De obicei scoarța de meteorizație este subțire, fiind alcătuită din elemente grosiere, autohtone, rupte din roca in situ;

- fâșia cu deluvii este acoperită cu o scoarță de meteorizație alcătuită din materiale alohtone, provenite de la partea superioară. Pe suprafața acestei fâșii are loc organizarea scurgerii apelor provenite din precipitații, la care se adaugă procese de creep, solifluxiune, alunecări de teren și chiar modelarea prin formațiuni torențiale de tipul ravenelor și torenților. Complexitatea morfologică a acestei fâșii este susținută de variații ale pantei între 10° și 45° (predominant între 10° și 15°);

- fâșia cu coluvii și proluvii este situată la partea inferioară a versantului și are o formă concavă; declivitatea se menține între 3° și 10° . În cadrul ei predomină acumularea materialelor provenite de la partea superioară a versantului, din cauza eroziunii și a transportului hidric, la care se adaugă cele rezultate în urma alunecărilor de teren. Prin intermediul acestei fâșii are loc racordul versantului cu lunca și de la partea lui inferioară.

g. Al șaptelea model, a fost dezvoltat de către Mac și Blaga (2004) pe baza modelelor existente deja în literatura de specialitate (Dalrymple et al., 1968; Young, 1972). Modelul elaborat este unul generalizat, care cuprinde șase unități morfologice și funcționale:

- interfluviul este caracterizat de dominanța proceselor morfogenetice eluviale;

- sectorul de programare potențială a proceselor geomorfologice corespunde morfologic cu convexitatea superioară; el trebuie înțeles ca acea fâșie din versant, unde pe baza intrărilor (apă și materiale provenite de la partea superioară) și a matricei topografice (relief preexistent, tip de depozite, vegetație și intervenție

antropică), se realizează setările proceselor geomorfologice, care ar putea să se declanșeze și să devină apoi dominante;

- sectorul de inițiere a proceselor constituie fâșia din versant unde se remarcă deja o multiplicare a tipurilor de acțiuni modelatoare, chiar dacă ele sunt încă incipiente și cu o efectivitatea geomorfologică redusă;

- sectorul de maximă dinamică procesuală și transfer este poziționat aproape întotdeauna în jumătatea inferioară a versantului. La nivelul său intensitatea procesuală atinge apogeul, în condițiile unei structurări clare a proceselor geomorfologice. De asemenea, el este sectorul în cadrul căruia are loc transferul de energie și substanță, de la partea superioară spre cea inferioară a versantului;

- sectorul de redepozitare - acumulare se prezintă sub forma unui glacis coluvial, coluvio-proluvial sau con de dejecție glacizat. Extensiunea s-a spațială este direct proporțională cu intensitatea proceselor de eroziune și transfer din sectoarele superioare;

- albia - se remarcă prin procese specifice, uneori putând fi un simplu talveg de drenaj.

Acest modelul a fost verificat de către cei care l-au propus în Munții Plopișului (Munții Șes) din Munții Apuseni. Identificarea unităților morfologice și funcționale s-a făcut pe baza proceselor geomorfologice actuale, condiționate de: variabile morfometrice, litologie, depozite superficiale, vegetație și intervenție antropică (Mac și Blaga, 2004).

Ulterior modelul a fost reluat de către Blaga (2009), context în care au fost propus încă un sector morfologic și funcțional, intitulat bază locală de eroziune și sector de inițiere a proceselor, și au fost modificate unele denumiri de unități morfologice și funcționale. El a fost plasat între sectorul de inițiere a proceselor și sectorul de maximă dinamică procesuală și transfer (Blaga, 2009). Noul model propus are șapte unități morfologice și funcționale, delimitate în funcție de procesele geomorfologice care întrunesc condiții de apariție și manifestare (Blaga, 2009; Blaga et al., 2014) (fig. 11. 61):

- interfluviul sau sectorul cu procese eluviale;

- sectorul de programare potențială a proceselor, care poate să coincidă cu convexitatea superioară; el reprezintă acea unitate de versant, unde pe baza intrărilor energo – informaționale (cantitate de apă și/sau sediment) și a matricei topografice (configurația inițială a terenului, tip de depozite, vegetație, intervenție antropică etc.), se realizează „setările” diferitelor procese morfogenetice care ar putea să se declanșeze și să devină dominante în cadrul complexului;

- sectorul de inițiere a proceselor, care poate să corespundă morfologic, cu un abrupt, considerat ca prag de bifurcare procesuală;

- bază locală de eroziune și sector de inițiere a proceselor;

- sectorul de maximă dinamică procesuală și transfer;

- sectorul de redepozitare – acumulare;

- albia cu procese specifice.

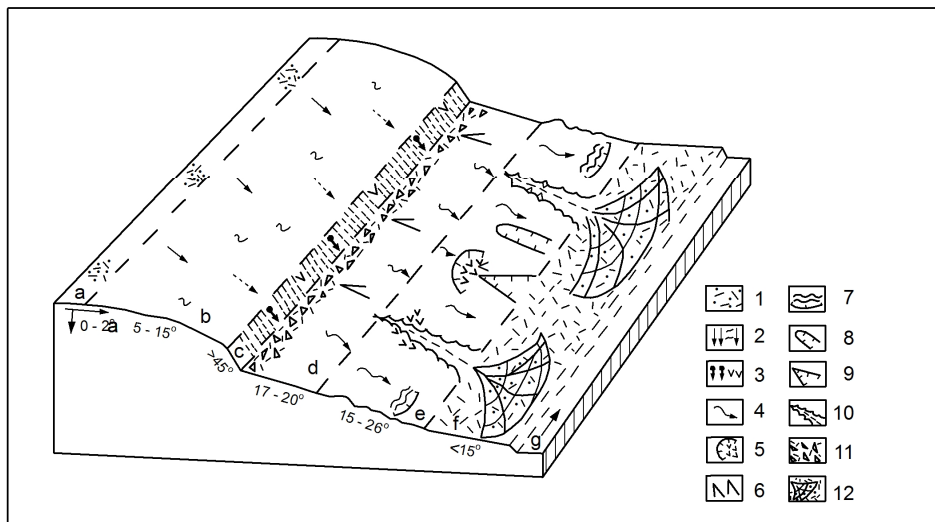


Fig. 11. 61. Unități morfo-funcționale specifice complexelor vale – versant din arealele montane joase, situate în vestul României: a – interfluviul; b - sectorul de programare potențială a proceselor (convexitatea superioară); c – sectorul de inițiere a proceselor (abrupt – prag de bifurcare procesuală); d - bază locală de eroziune și sector de inițiere a proceselor; e - sectorul de maximă dinamică procesuală și transfer; f - sectorul de redepozitare – acumulare (glacis – sector coluvio proluvial); g - albia; 1. alterare; 2. pluvidenudație, creep; 3. rostogoliri, surpări; 4. șiroiri; 5. circ erozional: alunecări superficiale, surpări; 6. deplasări „uscate” de material; 7. trepte și brăzduri solifluxionale; 8. ravene simple; 9. ravene asociate cu circuri erozionale; 10. torențialitatea; 11. tăpșan de grohotișuri și claste fin angulare; 12. glacis coluvio-proluvial (Blaga, 2009, citat de Blaga et al., 2014, p. 103)

Unitățile morfologice și funcționale de versant, așa cum au fost stabilite în modelele prezentate, nu este obligatoriu să fie prezente toate în cadrul aceluiași versant; înseamnă că unele pot lipsi, iar altele se pot repeta.

În urma analizei modelelor prezentate, fie că ne referim la cele cu mai puține unități morfologice și funcționale (primele trei), fie la cele cu mai multe (ultimele patru), se evidențiază existența unei unități morfologice și funcționale, căreia îi sunt specifice procese geomorfologice active (Roșian, 2017). Acestea din urmă, așa cum vor fi ele prezentate în subcapitolele următoare, pot fi reunite în două categorii: procese legate de scurgerea apei pe versant și procese de deplasare în masă.

Considerate sub aspect procesual, fiecare unitate morfologică și funcțională își ajustează forma înscriindu-se tendinței versantului de a atinge un profil de echilibru dinamic. Până să ajungă în proximitatea acestuia fiecarei unități îi este specifică o anumită intensitate a proceselor geomorfologice, fie că mă refer la eroziune, evacuare și acumulare, intensitate care este controlată de numeroase variabile. De exemplu, rata evacuării materialelor în condiții de uniformitate litologică este

influențată de pantă, dacă și panta se menține uniformă intervine vegetația, tipul de sol, modul de utilizare a terenurilor etc. (Roșian, 2017).

Alături de cunoașterea lor sub aspect metodologic, demarcarea unităților morfologice și funcționale a versanților are o utilitate practică deosebită, deoarece ajută la cunoașterea suprafețelor de teren susceptibile la procese geomorfologice. Informații de acest gen sunt foarte utile atunci când se întreprind acțiuni de prevenire și combatere a proceselor geomorfologice pe versanți sau la nivelul formelor de relief, situate la partea inferioară a acestora (Roșian, 2017).

11.2.8.3. Evoluția versanților

Încă din timpul formării evoluția versanților este influențată de procesele geomorfologice care au loc pe suprafața lor și de cele din cadrul albiei adiacente. Dintre variabilele care concură la stabilirea ritmului și intensității proceselor se remarcă condițiile tectonice și climatice. Spre exemplificare, subminarea unui versant de către un râu, care erodează în adâncime și lateral, în tendința de atingere a nivelului de bază, provoacă surpări de mal, de la care se propagă apoi unde de instabilitate morfogenetică pe suprafața versantului, care cresc susceptibilitatea la alunecări de teren. Ele, prin dinamică și formă, sunt în măsură să influențeze acțiunea altor agenți geomorfologici care acționează pe suprafața versantului, după cum se întâmplă cu scurgerea apei, care dezvoltă rigole, ogașe și ravene, pe suprafețele afectate de alunecări de teren.

Indiferent de diversitatea existentă în teren, sub aspect didactic evoluția versanților poate fi redusă la trei direcții: evoluție ascendentă (versanți rectilinii și convecși), evoluție descendentă (versanți concavi) și evoluție complexă (Posea et al., 1976).

Astfel de diferențe evolutive sunt rezultatul corelației existente între activitatea râurilor și dinamica versanților. Pe scurt adâncirea râurilor atrage după sine dezvoltarea versanților rectilinii și convecși, iar stagnarea sau chiar ridicarea paturilor aluviale oferă condiții pentru formarea versanților concavi.

Evoluția ascendentă se înregistrează când râurile se adâncesc și au posibilitatea de a evacua materialele furnizate de versant. Dacă adâncirea râului și evacuarea materialelor de pe suprafața versantului sunt egale, acesta va avea în profil transversal o formă rectilinie (fig. 11. 62 A), a cărei înclinare va fi în funcție de rocă (fig. 11. 62 B) (Posea et al., 1976). În situația în care adâncirea râului este superioară eroziunii de pe versant, partea lui inferioară va deveni tot mai înclinată, iar per ansamblu versantul va deveni convex (fig. 11. 63 I).

Văile formate în urma unei astfel de evoluții vor avea în profil transversal forma literei V, din cauza altitudinilor relative care se măresc continuu, față de stadiile anterioare (Posea et al., 1976). După cum menționează în continuare autorii citați, dezvoltarea versantului are însă o limită maximă, care diferă în funcție de rocă, și care nu poate fi depășită, deoarece creșterea altitudinilor relative și absolute are

loc doar până la anumite valori. Principalul motiv este datorat multiplicării concomitente a rețelei de văi, care extinzându-se și pe suprafața versanților, aflați în dezvoltare, determină retragerea și intersecția lor la partea superioară, unde formează nivele de creste, care se mențin aproximativ la aceleași altitudini.

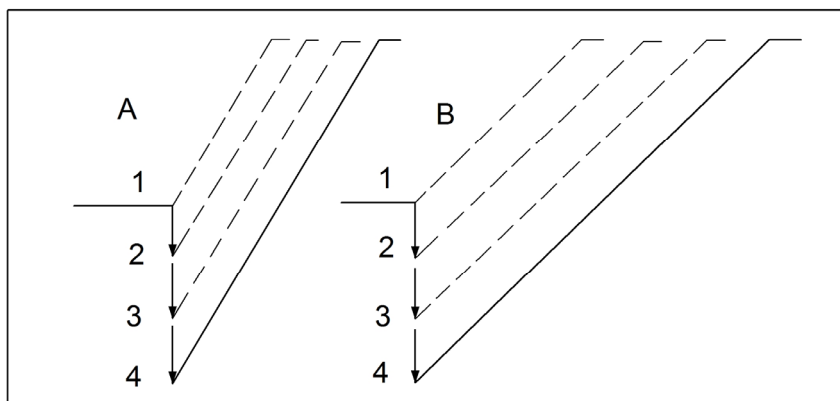


Fig. 11. 62. Versant rectiliniu (Posea et al., 1976, p. 183)

Evoluția descendentă este posibilă în cel puțin două situații: prima se referă la posibilitatea ca eroziunea de pe suprafața versantului să depășească în intensitate efectul celorlalte procese morfogenetice, care ar fi putut contribui la înălțarea lui relativă, iar cea de-a doua la cazul în care versantul evoluează independent față de râul care drenează valea; la o astfel de situație se ajunge când între versant și râu se interpun lunca și terasele fluviale, ceea ce determină ca acesta să evolueze independent de sistemul de drenaj, care nu va mai evacua materialele provenite de pe versant.

Conform acestor scenarii eroziunea de pe versanți devine tot mai accentuată, în comparație cu cea a râurilor, fapt care conduce la retragerea laterală a acestora (Posea et al., 1976). Analizată în profil transversal o astfel de evoluție indică o retragere paralelă cu ei înșiși a versanților. Ea este soldată cu formarea la baza lor a unei noi unități morfologice și funcționale, de formă concavă (fig. 11. 63 II). Aceasta se deosebește substanțial de cele de la partea superioară, deoarece are o înclinare mult mai redusă și permite instalarea unei scoarțe de meteorizație, alimentată cu materialele care provin de pe versant.

O astfel de evoluție poate conduce versantul către starea de echilibru dinamic, în sensul că unitățile sale morfologice și funcționale evoluează solitar, ca un flux lent, dar continuu, de elemente materiale tot mai reduse ca dimensiune, care pe măsură ce devin mobile merg spre partea lui inferioară (Posea et al., 1976); în funcție procesele care concură la geneza lor și de dimensiunea la care ajung ele sunt reprezentate fie de glacisuri, fie de pedimente.

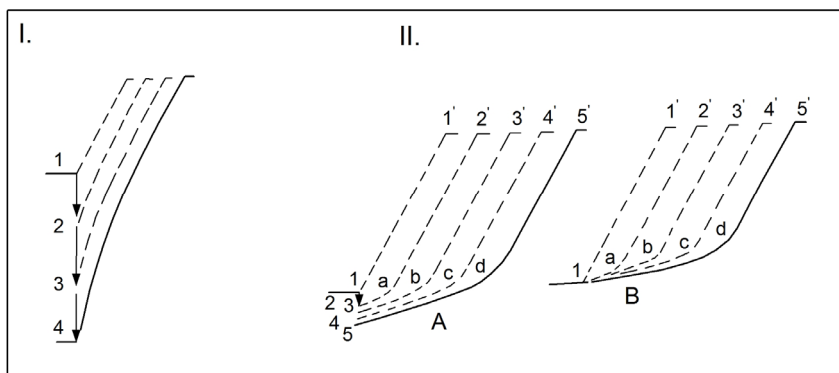


Fig. 11. 63. I. Versant convex. II. Versant concav: A – micșorarea vitezei de adâncire a văii; B – oprirea totală a adâncirii (literele și cifrele indică stadiile de evoluție) (Posea et al., 1976, p. 184)

Versanții caracterizați de o evoluție descendentă se pare că sunt predominanți pe suprafața terestră, în condițiile în care eroziunea în adâncime a râurilor este limitată de nivelul de bază, iar mișcările tectonice de înălțare, diminuează cu timpul (Posea et al., 1976). În urma unei astfel de evoluții, forma generală pe care o primesc majoritatea versanților este cea concavă.

Existența unor suprafețe extinse de uscat, considerate stabile sub aspect tectonic, asigură condiții favorabile pentru evoluția descendentă a versanților. În astfel de condiții geomorfologice tendința generală este cea de nivelare a teritoriilor, care erau cândva proeminente. Acest proces evolutiv se poate realiza pe două căi: reducerea aproape totală a versanților cu valori mari ale pantei (versanți abrupti) și înlocuirea lor cu pedimente, respectiv, reducerea continuă a pantei glacisurilor (Posea et al., 1976), care se formează începând de la baza versanților.

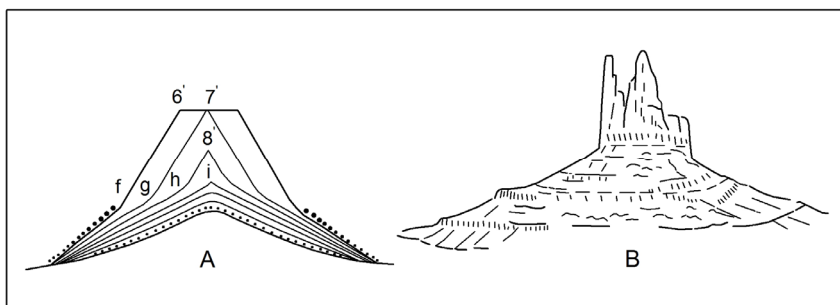


Fig. 11. 64. Extinderea glacisului și reducerea abruptului (A); pediment și inselberg (B) (literele și cifrele indică stadiile de evoluție) (Posea et al., 1976, p. 185)

În prima situație abrupturile diminuează altitudinal, prin retragere către părțile superioare ale versantului (fig. 11. 64), condiții în care, altitudinea lor relativă față de râuri, se menține aproximativ aceeași (Posea et al., 1976), dar scade față de partea superioară a

pedimentului, care se dezvoltă la partea inferioară. Ulterior, pe măsură ce versanții văilor vecine evoluează în aceeași direcție, are loc scăderea valorilor altitudinilor absolute, datorită intersectării versanților opuși, care primesc aspectul unor creste de intersecție; procesele geomorfologice de versant vor stimula mai departe fragmentarea interfluviilor existente, determinând formarea de înșeuări delimitate de martori de eroziune de tip inselberg (King, 1953). În cazul acestui scenariu evolutiv, abruptul, indiferent că este vorba de un versant de vale sau de marginea unui podiș, evoluează având ca nivel de bază partea superioară a pedimentului „care urcă în continuu, urmând ca o umbră retragerea acestuia” (Posea et al., 1976, p. 185) (fig. 11. 65).

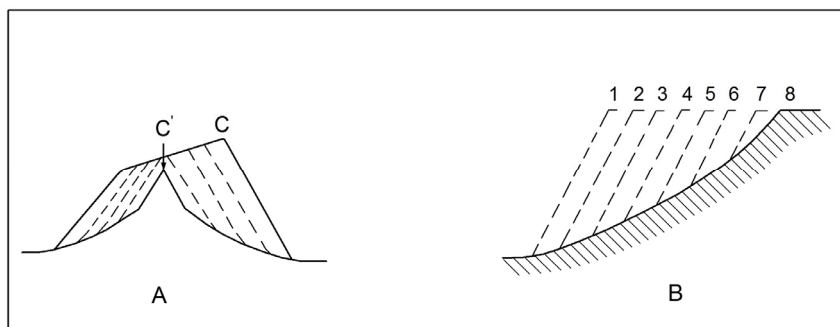


Fig. 11. 65. A – mutarea cumpenei (din C în C'); B – dezvoltarea glacisului la marginea unui podiș (Posea et al., 1976, p. 185)

În cea de-a doua situație, nivelarea privește însăși formarea glacisului, respectiv extinderea și reducerea pantei sale. La început glacisul este foarte restrâns ca suprafață și cu pantă mare, fiind influențat de rocă (Posea et al., 1976). Panta glacisului este dictată de granulometria materialelor, care vin de la partea superioară; cele groiere mențin suprafețe cu pante mari, de 30 – 40°, iar cele mai fine pante mult mai reduse. În cazul acestui scenariu, procesul evolutiv implică dezvoltarea glacisurilor unui versant, până la întretărirea lor cu glacisurile versantului din valea alăturată. O dată cu avansarea dezvoltării, panta glacisului scade lent, deoarece este o suprafață reglată pentru transportul materialelor, care vin de la partea superioară; dintre acestea cele care ajung până la partea inferioară a glacisului sunt deosebit de reduse granulometric, necesitând de o pantă de deplasare tot mai mică (Posea et al., 1976). După sursa citată, evoluția descendentă a versanților, conforma acestui scenariu, are la bază principiul că fiecare unitate trebuie să fie mai înclinată decât cea de la partea inferioară și mai lină decât cel de la partea superioară, astfel încât înclinarea generală să scadă spre râu și să crească spre interfluviu; modelarea unei astfel de suprafețe se face îndeosebi prin: creeping, solifluxiune, pluviodenudație, denudație peliculară, scurgere prin curenți concentrați, deplasări în masă etc.

Spre deosebire de acest model evolutiv descendent al versanților, propus având ca bază cercetările efectuate de Penck (1924), există și unul propus de Davis (1899) și continuat de Bauling (1950). Ultimii doi autori susțin că o dată cu încetarea adâncirii

râurilor și atingerea profilului de echilibru, declivitatea versanților scade nu numai la partea inferioară, ci mai ales la partea superioară (fig. 11. 66). Potrivit acestei viziuni nivelarea versantului are loc de la partea superioară spre cea inferioară și nu invers, el primind o formă convexă la partea superioară și una concavă la cea inferioară (Posea et al., 1976). Cele două unități distincte, sub aspect morfologic (convexă la partea superioară și concavă la cea inferioară), sunt delimitate de o unitate de formă rectilinie, care în funcție de dinamica proceselor geomorfologice (creep, pluviudenudație, denudație peliculară, scurgere prin curenți concentrați, deplasări în masă etc.) pendulează pe versant sub forma unui knick-point, cu rol de discontinuitate morfogenetică.

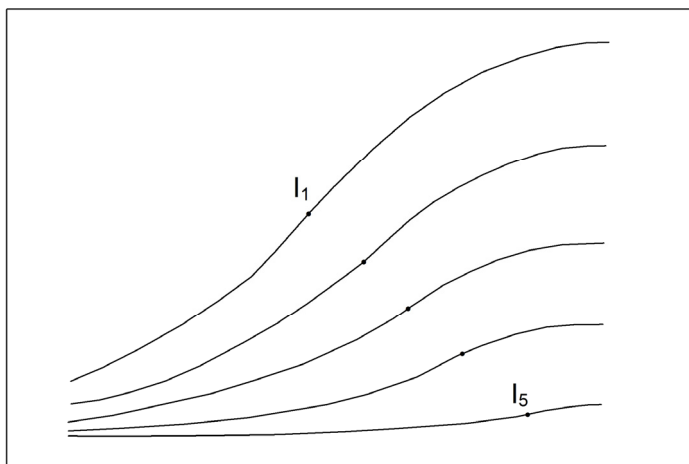


Fig. 11. 66. Evoluția unui versant acoperit cu scoarță de meteorizație și vegetație (I₁ – I₅ – puncte de inflexiune) (Bauling, 1950, citat de Posea et al., 1976, p. 186)

Evoluția complexă reprezintă combinarea spațio-temporală a formelor evolutive ascendente și descendente a versanților.

Acest model evolutiv are la bază următoarele premise: eroziunea în adâncime este variabilă în timp (existând etape în care ea este accelerată, urmate de intervale cu reducere semnificativă până la stagnare), mișcările scoarței au ritmuri diferite, inclusiv coborâri care determină variația nivelului de bază (Posea et al., 1976).

O astfel de evoluție ritmată creează un anumit raport, între eroziunea de la nivelul albiilor și cea de pe versanți, materializat prin apariția la baza versanților a unor unități morfologice și funcționale cu declivități și granulometrii specifice. În acest context, o perioadă adâncire accelerată a râului, în care are loc formarea versanților convecși, poate fi urmată de una de agradare, care va favoriza dezvoltarea unei concavități; între cele două unități de versant cu morfologii distincte, care sunt unite sub aspect evolutiv, poate să apară o ruptură de pantă (Posea et al., 1976). În continuare, o nouă etapă de adâncire accelerată a râului, poate determina o nouă ruptură de pantă (fig. 11. 67). Autorii citați notează mai departe că „aceasta din urmă

rupe legătura formelor situate deasupra sa cu baza principală de eroziune. Ele vor evolua, în continuare, independent de aceasta, dar dependent de ruptura de pantă imediată, care devine astfel noua sa bază de eroziune” (Posea et al., 1976, p. 187).

Astfel de unități morfologice de versant, cu înclinări medii neuniforme, compuse dintr-o ruptură de pantă și o treaptă mai netedă au fost denumite de Penck (1924) sisteme de forme de versant. În contextul noilor concepții de evoluție a versanților, sistemele de forme de versant nu sunt altceva decât unitățile morfologice și funcționale, pe care se manifestă cu intensități diferite procesele geomorfologice (Roșian, 2017).

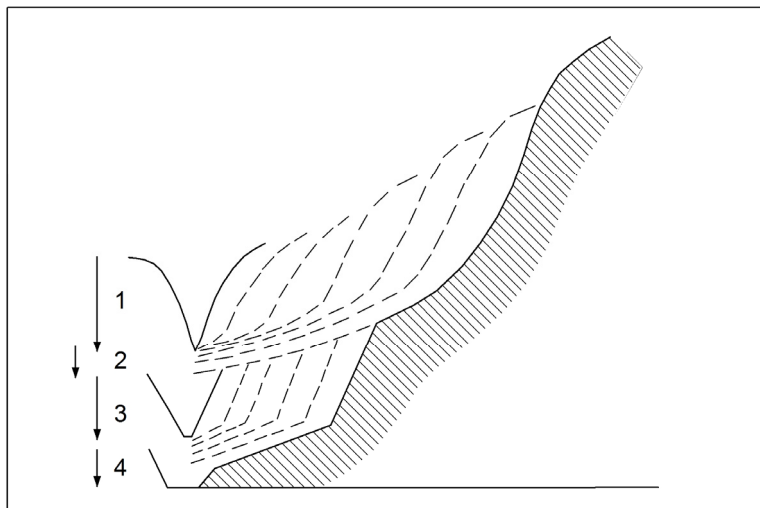


Fig. 11. 67. Formarea diverselor tipuri de versanți pornind de la talveg: 1 – adâncire accelerată; 2 – adâncire redusă aproape complet; 3 – adâncire uniformă; 4 – adâncire redusă (toate în aceeași unitate de timp) (Posea et al., 1976, p. 187)

Rupturile de pantă formate inițial la baza versantului au valori ale declivității ce reflectă raportul dintre eroziunea râurilor și cea care are loc pe versant. Acestea o dată formate se dezvoltă și se retrag lateral, spre partea superioară a versantului, dispunându-se unele peste altele și creând un relief etajat (Posea et al., 1976). Prin formarea unor unități morfologice și funcționale de tipul pedimentelor, glacisurilor, teraselor fluviale și chiar a luncilor, la partea inferioară a versantului, se ajunge ca acesta să devină independent, sub aspect procesual, de ceea ce se întâmplă la nivelul albiei existente la partea inferioară a culoarului de vale.

Tocmai de aceea există posibilitatea, ca în cadrul unei văi, al cărei râu este afectat de o nouă adâncire accelerată, să se formeze, la nivelul versanților, noi unități morfologice convexe (evoluție ascendentă), în timp ce la partea superioară să se extindă în continuare unitățile morfologice concave (evoluție descendentă) (Posea et al., 1976). Pe baza unor astfel de scenarii evolutive Penck (1924) a explicat posibilitatea nivelării unor teritorii, chiar dacă ele sunt afectate de mișcări tectonice de înălțare.

Cu toate că un astfel de model evolutiv se apropie cel mai mult de situațiile complexe care există în teren, el trebuie considerat doar ca principiu, deoarece generalizările sub aspect cauzal pot conduce la concluzii eronate (Posea et al., 1976). Autorii citați, motivează acest lucru prin faptul că, în retragerea secțiunilor active morfogenetic ale versanților intervin modificări datorate condițiilor locale. De exemplu, rocile prin caracterul lor eterogen, sub aspectul rezistenței la eroziune, introduc diferențieri ale valorii pantelor; modificarea condițiilor climatice poate schimba procesele geomorfologice dominante; rupturile de pantă din albie introduc discontinuități în raportarea la nivelul de bază etc.

În categoria versanților cu evoluție complexă pot fi incluși și cei care evoluează doar prin procese pur gravitaționale. La modul general în cazul lor pot fi deosebite trei unități: cornișa stâncoasă, panta de acumulare și panta de racord bazal, ușor concavă (Tricart, 1977). Sub aspect didactic, după cum se poate observa în figura 11. 68, evoluția pare una destul de simplă, finalizată prin reducerea potențialului morfogenetic al abruptului, datorită acoperirii lui cu materialele provenite de la partea superioară. În teren, de cele mai multe ori, abrupturile nu sunt uniforme, ci etajate, motiv pentru care unele unități morfologice și funcționale asigură o dezvoltare ascendentă, pe când altele una descendentă.

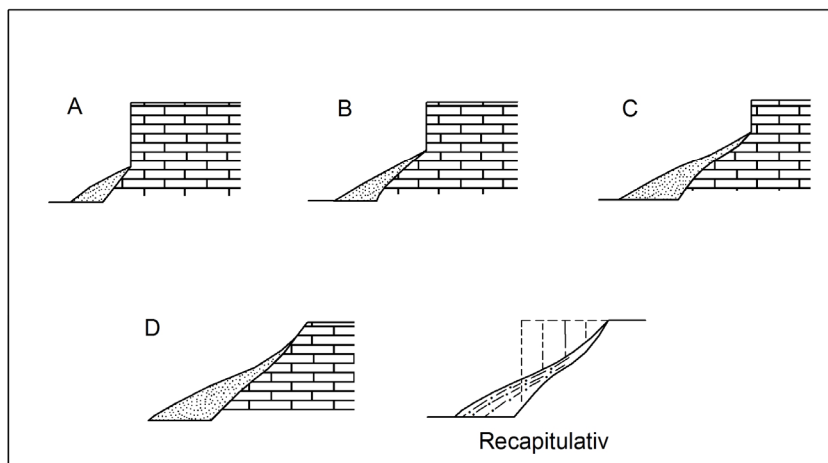


Fig. 11. 68. Stadiile de evoluție ale unui versant modelat prin procese gravitaționale, în care se observă cornișa în roci dure și suprafața de acumulare bazală, care se dezvoltă succesiv (A, B, C, D și sinteza) (Mac, 1986, p. 87)

În concluzie, pentru descifrarea evoluției unui versant sunt necesare studii și cercetări la fața locului și nu aplicarea rigidă a unor modele obținute în urma generalizărilor (Roșian, 2017).

Un rol foarte important în descifrarea tendinței evolutive ale unui versant îl are cunoașterea relațiilor morfodinamice pe care aceștia le au cu râurile. Cu toate că prezintă variații și diferențieri de la un teritoriu la altul, ele sunt de două tipuri: relații de conlucrare,

care se înregistrează atunci când râul subminează baza versantului, preluând încărcătura materială furnizată de acesta din urmă, și relații de non-conlucrare, care se manifestă atunci când versantul a ieșit de sub reglajul morfodinamic al râului și evoluează relativ independent; acestea din urmă sunt cele mai des întâlnite, deoarece lunca sau terasele se interpun între albie și versant, primind rol de nivel de bază pentru acesta (Roșian, 2011b).

A. Modele de evoluție a versanților sub influența proceselor morfogenetice

Pornind de la schemele evolutive cu caracter general, de tipul celor prezentate anterior, cercetările ulterioare au continuat în direcția găsirii unor modele evolutive obiective, care să se apropie cât mai mult de situația versanților din teren. În continuare vor fi prezentate câteva dintre ele.

Retragerea suprafeței frontale prin uzură de fasonare este un model evolutiv propus de Beaty (1959, citat de Scheidegger, 1970), care se întemeiază pe modul de acțiune a ravenelor și a torenților pe suprafața versantului. Dezvoltarea acestora conduce la fragmentarea repetată a versantului și la coborârea suprafeței acestuia, prin îndepărtarea continuă și ciclică a orizonturi de rocă componente (fig. 11. 69).

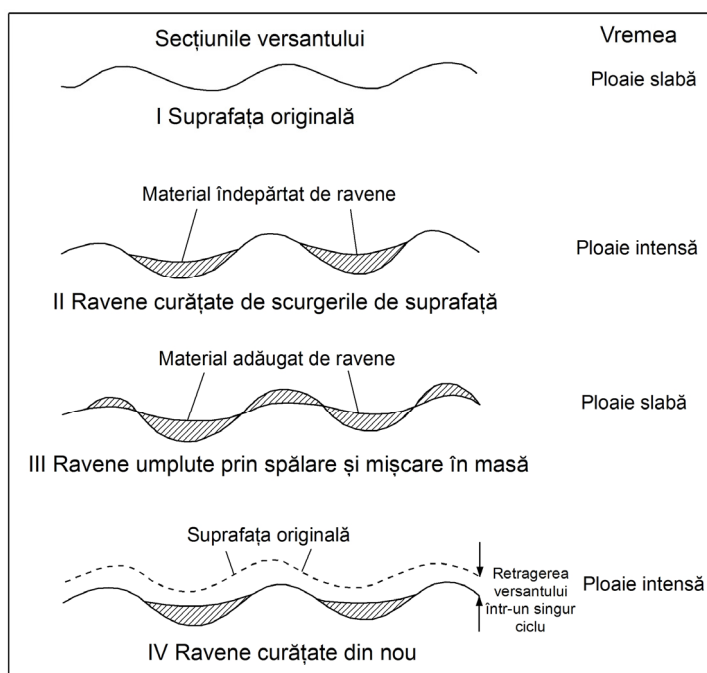


Fig. 11. 69. Reprezentarea grafică a retragerii versantului sub efectul fragmentării prin intermediul ravenelor (Beaty, 1959, citat de Scheidegger, 1970, p. 119)

Retragerea paralelă rectiliniară a fost schițată ca model încă în anul 1866 de către Fisher (citat de Mac, 1986), pentru ca ulterior să fie dezvoltată în diverse variante, după

cum este în cazul celei propuse de Lehman (1933). Pentru a asigura retragerea paralelă rectiliniară a versantului, roca se consideră omogenă. Pe baza acestui considerent, reducerea altitudinală, are loc cu o rată egală, pe întreaga suprafață expusă a versantului, prin intermediul procesele geomorfologice susținute de condițiile locale (fig. 11. 70).

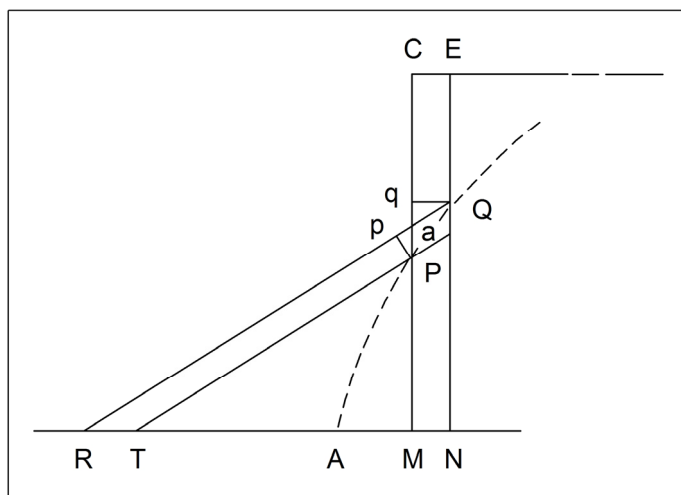


Fig. 11. 70. Retragera paralelă rectiliniară a versantului: CP – abruptul; A – partea inferioară; TP – suprafața taluzului; reluarea eroziunii de la QE ridică panta taluzului la RQ rezultând o suprafață curbată PQ (Fisher, 1866, citat de Roering și Hales, 2013, p. 287)

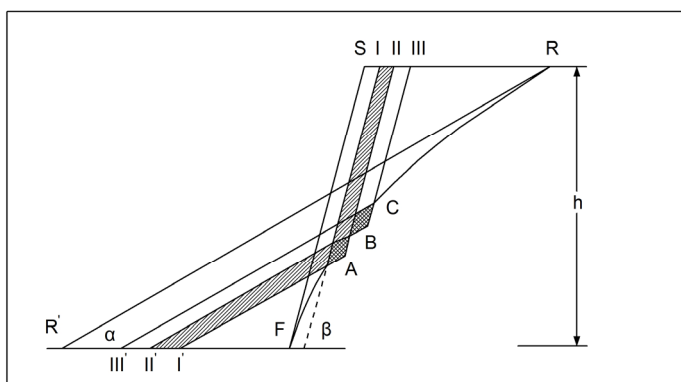


Fig. 11. 71. Construirea unei acumulări de debrisi la baza unui versant abrupt (Lehman, 1933, citat de Scheidegger, 1991, p. 131)

O altă condiție, ca retragerea să se producă, cu o rată egală pe întreaga suprafață a versantului, se referă la materialul erodat, care trebuie îndepărtat rapid, pentru ca expunerea versantului să fie aceeași pe toată fața lui (fig. 11. 71).

Prin raportare la condițiile locale, retragerea versantului poate fi impulsionată, în etapa de început dezvoltării lui, de prezența unui râu, care curgând la baza acestuia, este în măsură să preia materialele provenite de la partea superioară.

Eficiența râului, în preluarea materialelor, se menține ridicată atât timp cât el erodează în adâncime și în lateral, dar fără să-și formeze luncă și terase fluviale, iar condițiile climatice îi asigură un debit semnificativ și relativ constant. Ulterior, prin schimbarea condițiilor morfogenetice sau formarea unei lunci, la baza versantului se acumulează din ce în ce mai multe materiale, care nu pot fi preluate și evacuate în totalitate de către râu. Formarea luncii și chiar a teraselor fluviale determină ca versantul să evolueze independent față de râul care la lăsat în urmă, pe măsură ce s-a adâncit în substratul geologic (Roșian, 2017).

Analizată în teren o astfel de evoluție de dovedește mult mai complicată, fiindcă materialele acumulate la baza versantului, sub forma unui taluz de sfârâmături, acoperă o parte din suprafața inițială a acestuia (Huddart și Stott, 2010). Forma și implicit declivitatea taluzului astfel format, depind în mod direct de proprietățile granulometrice ale materialelor acumulate. De pildă, valoarea declivității scade treptat de la partea inferioară spre cea superioară, direcție în care se remarcă și reducerea granulometrică a materialelor acumulate. O dată începută dezvoltarea taluzului de sfârâmături, acesta acoperă tot mai mult din suprafața inițială a versantului, pe care o va proteja astfel împotriva eroziunii (Huddart și Stott, 2010).

Conform acestui scenariu evoluția versantului va continua sub efectul proceselor gravitaționale și pluviale, doar că materialele furnizate de pe suprafața lui se vor acumula la partea inferioară, pe care o vor acoperi treptat. Pe această cale ea se va transforma într-o formă de relief de tip glacis, care va funcționa ca nivel de bază local pentru procesele de pe versant.

În continuare, singura care mai rămâne activă este partea superioară a versantului, care va evolua prin retragere, mai mult sau mai puțin paralelă cu ea însăși, devenind în unele cazuri, din ce în ce mai abruptă pe măsură ce atinge cumpăna de ape și se intersectează cu versantul opus (King, 1953). Din acest moment, suprafața activă procesual a versantului începe să se restrângă, iar creasta de intersecție anterior formată își va modifica aspectul prin formarea de înșeuări despărțite de martori de eroziune tip inselberg.

Retragerea centrală rectiliniară a versantului pornește de la premisa că rata modelării crește cu înălțimea, aspect care introduce diferențieri cantitative ale eroziunii (fig. 11. 72). Un astfel de model evolutiv a fost propus de către Bakker și Le Heux (1947). Analizat în profil transversal versantul prezintă două unități morfologice și funcționale: un abrupt în partea superioară și un taluz deluvio-coluvial în cea inferioară. Delimitarea dintre ele se face prin intermediul unui punct de inflexiune denumit knik. Poziția lui se schimbă, migrând spre partea superioară, o dată cu dezvoltarea taluzului bazal (de tip glacis), în detrimentul secțiunii active a versantului. Cu timpul, aceasta din urmă își restrânge tot mai mult suprafața, motiv pentru care furnizează din ce în ce mai puține materiale, care totuși vor avea posibilitatea să acopere întreg versantul, atenuat ca pantă, cu o scoarță de

meteorizație. Urmând un astfel de scenariu evolutiv versantul tinde către atingerea stării de echilibru sub aspect morfogenetic.

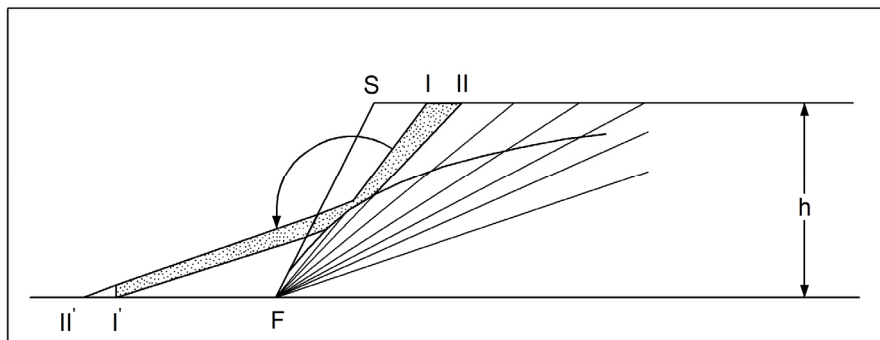


Fig. 11. 72. Retragera central rectiliniară a versantului (Bakker și Le Heux, 1947, citați de Scheidegger, 1991, p. 133)

Retragerea neliniară a versantului este mult mai întâlnită în teren, ea fiind cauzată de: eroziunea laterală a râurilor la baza versanților, litologie, condițiile climatice, activitățile antropice. O formă posibilă de evoluție în acest sens este cea de teșire continuă și nivelare (down-waring) (Powell, 1875; Davis, 1902). Teșirea versantului poate avea loc prin pluvionivație, îngheț-dezgheț și creep, așa cum a fost demonstrat de către Takeshita (1963, citat de Scheidegger, 1991) în condiții de laborator (fig. 11. 73).

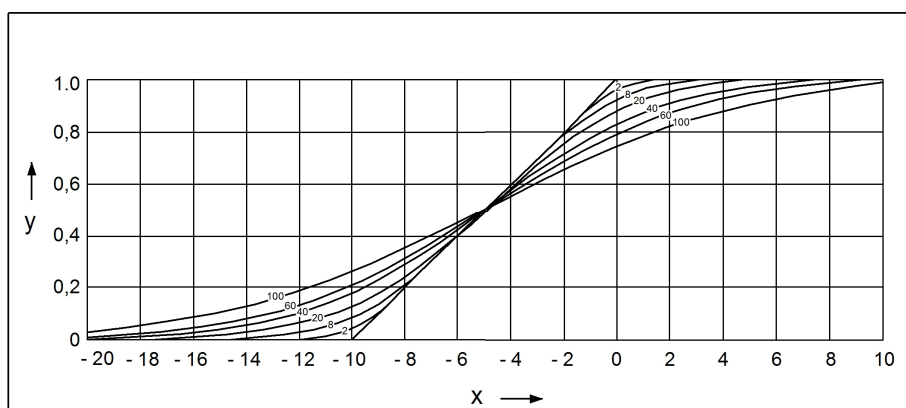


Fig. 11. 73. Evoluția în timp a pantei unui taluz reprezentată sub forma unei succesiuni de funcții Φ obținute arbitrar (Takeshita, 1963, citat de Scheidegger, 1991, p. 141)

Combinarea acestor modele evolutive, în maniera în care a făcut-o Hirano (1968), pune la dispoziție o imagine mai obiectivă și mai apropiată de situațiile ce pot fi întâlnite în teren. Este interesant de urmărit modelul combinat al denudării cu cel al retragerii versantului și modelul combinat al retragerii și al denudării (fig. 11. 74).

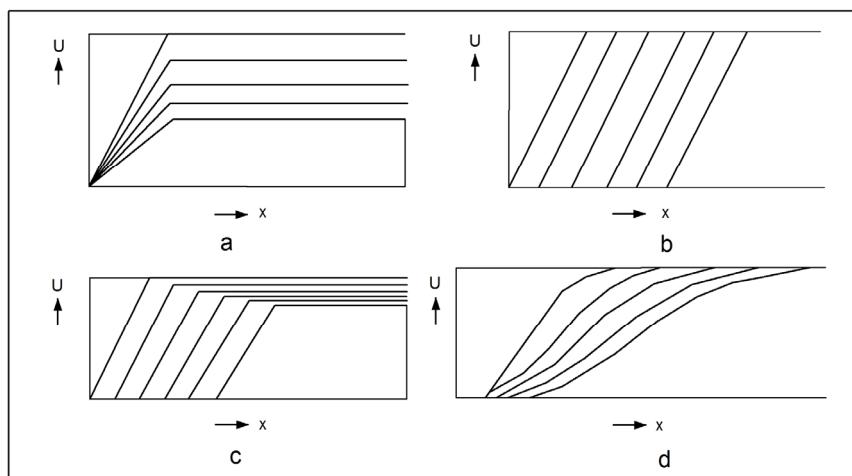


Fig. 11. 74. Modelul evoluției versantului: a – efectul coeficientului denudațional; b – coeficientul recesional (de retragere); c – coeficientul combinat al denudării și retragerii versantului; d – coeficientul combinat al retragerii și al denudării (Hirano, 1968, citat de Grecu și Palmentola, 2003, p. 151)

Atât modelele prezentate, cât și celelalte existente în literatura de specialitate (Scheidegger, 1970, 1972, 1991; Young, 1963, 1970; Ahnert, 1970, 1987; Abrahams, 1986; Kirkby, 1986; Parsons, 1988; Huggett, 2017 etc.) exprimă pe de o parte linia generală a dinamicii versantului pe termen scurt, iar pe de altă parte tendința evoluției acestuia ca întreg, pe termen lung, ceea ce implică evoluția reliefului (Grecu și Palmentola, 2003).

În cazul unei stabilități tectonice, indiferent de modelul evolutiv acceptat, tendința generală este aceea de reducere a înclinării versanților, ca efect al evacuării materialelor supuse meteorizației (de pe suprafețele înclinate) și acumularea temporară sau definitivă a lor, la partea inferioară a acestora.

Înseamnă că tendința spre netezire, spre reducere a valorii declivității poate fi considerată ca o lege absolut generală a versanților (Mac, 1976). La baza evoluției stau mecanisme complexe, care acționează conjugat, așa cum sunt: clima, vegetație și modul de utilizare a terenurilor. Astfel de variabile sunt în măsură să introducă diferențieri în prioritatea factorilor, în viteza și intensitatea modelării.

Modele evolutive, de genul celor menționate, contribuie la pătrunderea în esența mecanismelor evolutive ale versanților, dar geomorfologul nu trebuie să uite că natura nu este reduționistă, iar cinematica versantului ia forme complexe întotdeauna (în timp) și peste tot pe glob (Mac, 1986).

Punerea față în față a modelelor evolutive cu versanții din teren, nu face altceva decât să confirme că dezvoltarea acestora din urmă este una deosebit de complexă. În cadrul ei intervin, se completează și se suprapun factori cu intensități

și sensuri diferite, de tipul mișcărilor tectonice, variațiilor nivelului de bază, adâncirii rețelei hidrografice, supraînălțării paturilor aluviale etc. (Mac, 1976). Toate acestea conduc la variații ale declivității, la schimbarea mecanismelor și proceselor geomorfologice, care în cele din urmă contribuie la apariția și dezvoltarea formelor de relief complexe sau poligenetice, în categoria cărora se înscriu și cele din cadrul reliefului fluvial.

B. Influența climei în evoluția versanților

Tipul climatului este cel care introduce diferențe semnificative în dispunerea unităților morfologice și funcționale ale versanților, chiar dacă litologia și structura nu prezintă variații deosebite.

Alături de morfologia versanților specifică diverselor tipuri de climat, o situație cu totul aparte se înregistrează în regiunile care au fost supuse schimbărilor climatice din Cuaternar. Consecințele acestora pot fi observate în urma unei analize temeinice a unităților morfologice și funcționale ale versanților. Spre exemplificare pot fi amintiți în acest sens versanții din Depresiunea Transilvaniei. În cazul acestora s-a ajuns ca profilul lor să reprezinte „o formă de relief ereditară, transmisă prezentului de către sistemul morfoclimatic al pleistocenului. El continuă să evolueze pe aceleași direcții majore, dar sub acțiunea unor procese modelatoare mult modificate față de cele periglaciare.” (Mac, 1980b, p. 61).

Cele mai tipice profiluri de versant se formează sub influența următoarelor tipuri de climat: temperat umed, tropical umed, tropical uscat și rece.

În **climatul ecuatorial și tropical umed** distribuția și caracteristicile unităților morfologice și funcționale ale versanților sunt dictate de condițiile morfogenetice oferite de pădurile ecuatoriale, savane și de vegetația specifică regiunilor afectate de musoni. Evoluția versanților are loc pe fondul unei alterări profunde a substratului geologic, la care se adaugă o evacuare diversă a materialelor, îndeosebi prin spălare în suprafață, în soluție și prin creep. Adâncirea rapidă a văilor influențează în mod direct formarea și dezvoltarea versanților, ajungându-se la sectoare drepte și în unele cazuri extreme chiar la abrupturi (Mac, 1986).

În pădurile ecuatoriale umede procesul de disoluție devine dominant, motiv pentru care versanții primesc formă convexă la partea superioară, la care se adaugă un segment inferior drept sau chiar ușor concav (fig. 11. 75 A).

În savane, unde procesul de disoluție este mult diminuat, se manifestă dezagregarea în sezonul uscat și evacuarea în cel ploios. Cu toate că inițial versanții au formă rectilinie în profil transversal (fig. 11. 77 B.), ulterior se dezvoltă treptat în direcția formării unei convexități restrânse în partea superioară și a unei concavități extinse în partea inferioară (Mac, 1986).

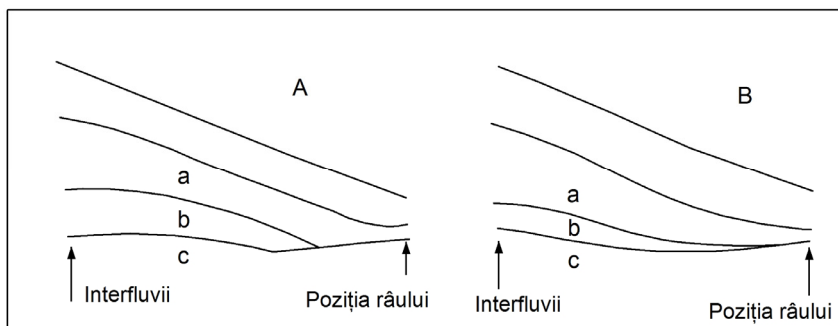


Fig. 11. 75. Secvențe ale dezvoltării ideale a unui versant rectiliniu în condițiile pădurii umede ecuatoriale (A) și savanelor (B) (Mac, 1986, p. 93)

În teritoriile aflate sub egida manifestării musonilor evoluția versanților vă fi influențată de extinderea sezonului umed și de cantitățile de precipitații înregistrate. Alături de convexitatea de la partea superioară și de concavitatea de la cea inferioară, se pot dezvolta și sectoare cu aspect de abrupturi, favorizate de procesele de dezagregare din sezonul secetos.

Climatul tropical uscat oferă condițiile necesare pentru geneza a patru unități morfologice și funcționale (fig. 11. 76):

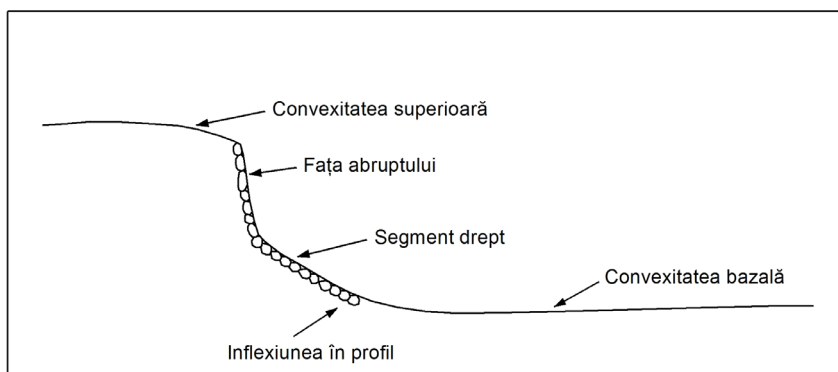


Fig. 11. 76. Profil-sinteză de versant specific climatului tropical uscat (Mac, 1986, p. 93)

- convexitatea superioară este rezultatul pluviudenudației și al denudării peliculare, desfășurate pe un substrat pregătit de procese de meteorizație specifice;
- abruptul stâncos sau fața liberă a versantului s-a format ca urmare a proceselor intense de meteorizație, în cadrul cărora un rol esențial îl are dezagregarea. Materialele astfel pregătite sunt mobilizate și evacuate prin intermediul denudării peliculare (întreținută de apa provenită de la partea superioară a versantului) și prin eroziunea efectuată de către rigole, ravene și torenți, pe fondul ploile torențiale sezoniere (Mac, 1986);

- segmentul rectiliniu s-a format îndeosebi prin acumularea materialelor grosiere provenite de la partea superioară a versantului; depozitul astfel format este supus denudării pelculare;

- convexitatea bazală reprezintă forma tipică a profilului de versant format în regiunile semiaride și aride (Mac, 1986); în urma eroziunii care determină retragerea paralelă a versantului, la partea inferioară a acestuia are loc redepozitarea materialelor fine transportate de scurgerea temporară a apei.

Când retragerea paralelă a versanților are loc pe distanțe apreciabile, la partea lor inferioară se formează pedimente. Dacă în urma retragerii versanților se ajunge la creste de intersecție, cu timpul vor fi și ele fragmentate rămânând doar martori de eroziune, tipul inselberg-urilor, înconjurați de pedimente extinse, alcătuite preponderent din sfârâmături de rocă.

Evoluția versanților în **climatul temperat umed** determină formarea a două unități morfologice și funcționale: convexitatea superioară și concavitatea bazală.

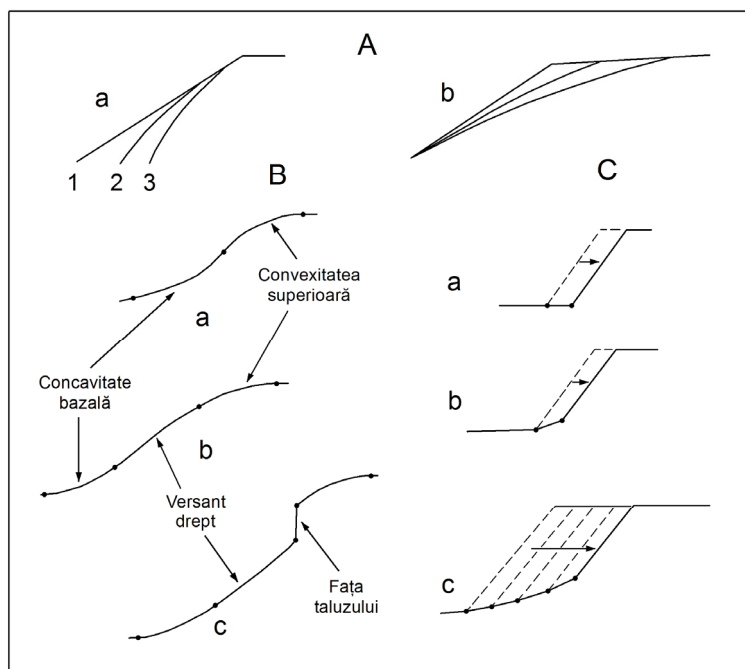


Fig. 11. 77. Profil tipic de versant în zona temperată umedă. A. (a, b) părțile componente; B. (a, b, c) dezvoltarea teoretică a profilului convex; C (a, b, c) dezvoltarea teoretică a concavității bazale prin retragerea secțiunii inițiale drepte (Mac, 1986, p. 92)

Prima dintre ele este rezultatul pluviidenudației și al proceselor de creep, pentru ca cea de-a doua să se formeze datorită proceselor de meteorizație, însoțite de evacuarea lentă a materialelor prin intermediul scurgerii apei pe versant. În condiții de stabilitate tectonică concavitatea bazală se extinde prin continuarea acumulării

materialelor provenite de la partea superioară, fapt care o determină printre altele să primească o declivitate mai redusă.

În funcție de condițiile locale existența sectoarelor rectilinii sau abrupte nu este exclusă (Mac, 1986). Prezența lor se explică prin intervenția altor variabile, care nu au de-a face cu tipul de climat, cum ar fi: manifestarea unor mișcări tectonice intense, adâncirea rapidă a râurilor, la care se adaugă influențe dictate de structură sau litologie. Unitățile de versant drepte și abrupte, caracteristice îndeosebi vâilor tinere, se scurtează și își reduc treptat suprafața odată cu retragerea spre partea superioară și apoi dispar, pe măsură ce văile devin mature (fig. 11. 77). Astfel de modificări relevă că alături de climat, variabila timp îndeplinește un rol de seamă, în reducerea numărului de unități ale versantului (Mac, 1986).

La modul general, versanții cu două unități morfologice și funcționale, formați sub auspiciile climatului temperat umed evoluează spre condiția de echilibru dinamic.

În **climatul rece** versanții sunt caracterizați de existența a trei unități morfologice și funcționale: peretele stâncos (echivalent cu cliff face-ul din climatul arid), taluzul (constituit din sfărâmături), panta joasă taluvială de tip congelifluxional sau teraseta periglaciara (Rapp, 1960b) (fig. 11. 78 A). Componente similare, dar în număr de patru, sunt menționate și de către Jahn (1960), pentru un profil de versant din insulele Spitzbergen: peretele stâncos, taluzul de sfărâmături, terasa de solifluxiune și concavitatea bazală (panta spălată) (fig. 11. 78. B).

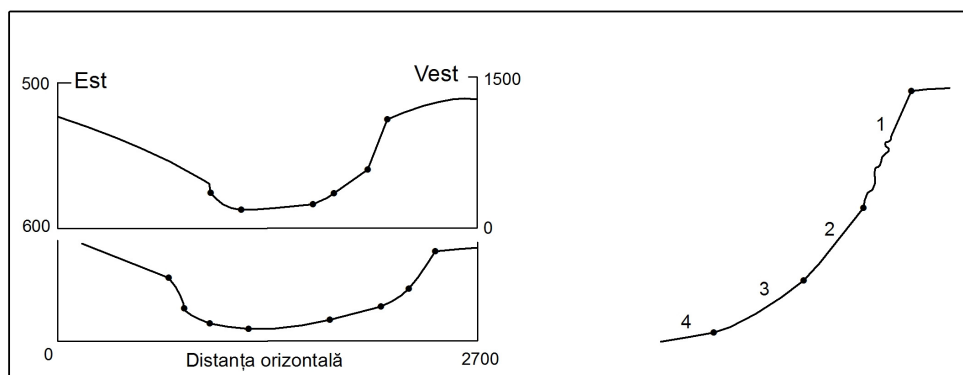


Fig. 11. 78. A. Profil tipic de vale-versant în zona periglaciara Karkevagge din Suedia: 1 – perete abrupt în micașist; 2 – taluzul versantului; 3 – panta de congelifluxie; 4 – acumulări grosiere în patul văii (Rapp, 1960b, citat de Mac, 1986, p. 94); B. Profil tipic de versant în Insulele Spitzbergen: 1 – perete stâncos; 2 – taluz; 3 – terase de solifluxiune; 4 – panta spălată (Jahn, 1960, citat de Mac, 1986, p. 94)

Studierea versanților, care au evoluat în diferite condiții climatice, dovedește că unitatea morfologică și funcțională convexă și concavă, se întâlnesc aproape peste tot, iar procesele geomorfologice care se produc pe suprafața lor sunt cele care dirijează evoluția versanților.

După formare, dezvoltarea unităților morfologice și funcționale de versant este influențată de două variabile: meteorizația (furnizează materialele) și transportul (le evacuează spre baza versantului) (Mac, 1986).

Convexitatea superioară este menținută mai ales de meteorizație, creep și pluviudenudație, în timp ce concavitatea bazală se generează ca efect al acumulării materialelor rezultate din procesele de retragere a versantului.

Existența unui segment intermediar, drept sau abrupt, se poate considera doar ca expresie a stadiului de tinerețe în care se află versantul (Mac, 1986). Ulterior, pe parcursul evoluției unitatea mai abruptă, de la mijlocul versantului, se estompează, ajungându-se la forme evolute ale profilului de versant, așa cum au fost sugerate în modele propuse de W. M. Davis (1912), W. Penk (1924) și L. C. King (1953 și 1962).

C. Ipoteze privind evoluția versanților

Dintre ipotezele emise, prin intermediul cărora s-a încercat explicarea evoluției versanților prin intermediul unor scenarii mai simple, se remarcă:

- **declinul versanților** este un model evolutiv propus de Davis (1899, 1912). La baza acestuia se află premisa că unitatea abruptă a versantului descrește progresiv, atât ca valoare, cât și ca suprafață, în detrimentul convexității superioare și a concavității inferioare (fig. 11. 79). Se apreciază că declinul versanților predomină în teritoriile montane (Rădoane et al., 2001);

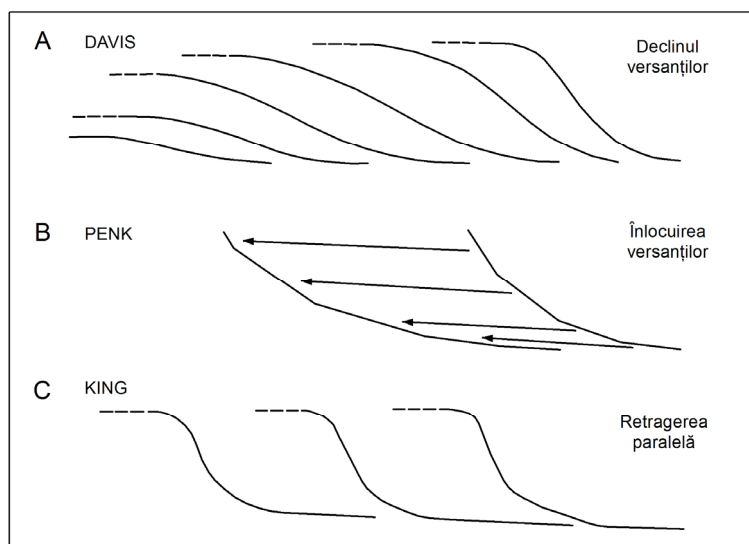


Fig. 11. 79. Principalele ipoteze ale evoluției versanților (Summerfield, 2013, p. 185)

- **înlocuirea versanților** are loc conform teoriei propuse de Penck (1924). Potrivit acestuia, unitatea abruptă descrește concomitent cu dezvoltarea unei unități

cu declivitate redusă, pornind de la partea inferioară spre cea superioară (fig. 11. 79). Ulterior unei evoluții îndelungate, se ajunge ca cea mai mare parte a profilului de versant să devină concavă. Acest fapt este posibil deoarece cu fiecare secvență evolutivă declivitatea versantului se reduce, atât timp cât nu intervin mișcări tectonice care să perturbe acest tipar evolutiv;

- **retragerea paralelă a versanților** are la bază teoria lui King (1953 și 1962), cea prin intermediul căreia se susține că unitatea de maximă înclinare a versantului își păstrează unghiul constant, chiar dacă concavitatea de la baza versantului crește (fig. 11. 79). Retragerea paralelă a versanților predomină în cazurile în care stratele, de la partea superioară, sunt mai rezistente, decât cele de la partea inferioară; există posibilitatea ca după ce rocile rezistente vor fi îndepărtate (de către eroziune) versantul să își schimbe evoluția prin retragere paralelă cu cea prin declin (Summerfield, 2013). Condițiile cele mai favorabile, pentru retragerea versanților, sunt specifice regiunilor caracterizate de climate aride și semiaride. Retragerea paralelă a versanților presupune reculul continuu a acestora, în urma lor rămânând o treaptă ușor înclinată, presărată cu o pătură de meteorizație, mereu înprospătată cu materiale care provin de la partea superioară, denumită pediment.

Ideile din modele prezentate, deși au influențat destul de mult viziunea asupra evoluției reliefului fluvial, nu au fost formulate pe baza unor măsurători directe și riguroase în teren; de asemenea, la baza elaborării acestor modele evolutive schematice nu au stat nici prognoze realizate pe baze cantitative (Rădoane et al., 2001).

Cercetarea versanților în teren demonstrează că, evoluția lor se dovedește mult mai complexă, decât se poate explica pornind de la modele evolutive generale. După cum se poate observa din parcurgerea subcapitolele următoare, evoluția versanților este condiționată de procesele geomorfologice care au loc pe suprafața acestora, care la rândul lor sunt direcționate de litologie și structură, pe fondul unor condiții climatice favorabile. Spre exemplificare, un versant menținut pe un substrat alcătuit din roci dure va evolua prin retragere paralelă atât timp cât masa de rocă se menține uniformă, iar materialele furnizate sunt continuu îndepărtate, fără să se acumuleze la partea inferioară. O astfel de situație este aproape imposibil de întâlnit în teren, deoarece diversitatea petrografică este mare, iar variațiile climatice care au loc influențează morfologia versantului în manieră proprie.

11.2.8.4. Scurgerea apei pe versant și formele de relief generate

Recunoscută drept cel mai important, mai activ și mai răspândit dintre agenții geomorfologici externi, apa își începe activitatea sculpturală asupra rocilor și structurilor, din momentul în care cade din atmosferă, sub formă de picături de ploaie (Rădoane et al., 2001). O dată ajunsă pe suprafața Terrei ea alimentează scurgerea, în diversele ei variante, devenind un agent geomorfologic generator de forme de relief variate.

Precipitațiile căzute pe suprafața unui versant urmează diverse căi: se evaporă, se scurg pe linia de cea mai mare pantă, se stochează sau se infiltrează. Exceptând

versanții alcătuiți din roci impermeabile, cea mai mare parte a apei se va infiltra, până la nivelul apelor freatice sau se va deplasa lateral prin versant, mai mult sau mai puțin paralel cu suprafața acestuia (fig. 11. 80).

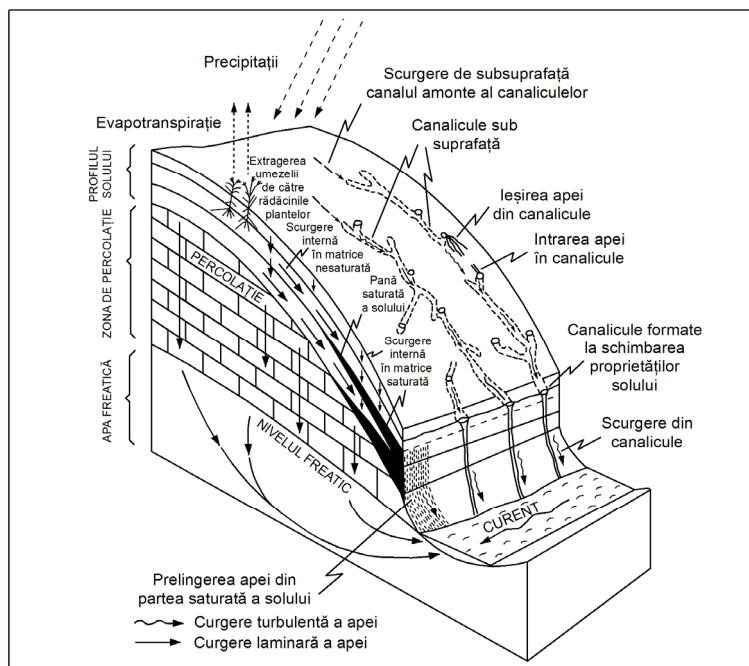


Fig. 11. 80. Scurgerea de subsuprafață pe versanți acoperiți cu sol (Atkinson, 1978, citat de Chorley et al., 1984, p. 265)

Analiza acțiunii hidrodinamice a apei pe versant evidențiază existența a trei moduri de manifestare: prin intermediul picăturilor de ploaie, prin denudație peliculară și prin scurgere concentrată. Această manieră de interacțiune a apei din precipitații cu substratul geologic implică sub aspect morfogenetic următoarele procese: desprinderea materialelor, transportul și depunerea lor. Manifestarea lor va avea ca rezultat întreaga serie de forme de relief asociate scurgerii apei pe suprafețe înclinate.

A. Pluviodenudația

Reprezintă interacțiunea picăturilor de ploaie și a grindinei cu substratul geologic și solul. În urma acestora se înregistrează două feluri de acțiuni: izbire-împroșcare (splash) și spălare (wash) (Mac, 1986).

Pluviodenudația debutează cu izbirea substratului de către picăturile de ploaie, se continuă apoi cu desfacerea agregatelor, pentru ca ulterior să aibă loc împroșcarea materialului și depunerea lui în pelicula de apă, care se formează pe suprafața terenului. Eficacitatea pluviodenudației este maximă la începutul ploii, când terenul

este uscat și lipsit de o peliculă de apă, care să-l umețeze și să-l protejeze. În timpul umezirii rapide a solului (sau a substratului geologic), pe fondul îngroșării peliculei de apă, are loc erupția bulelor de aer și spargerea agregatelor, din cauza blocării aerului în spațiul capilar (Mac, 1986).

Randamentul pluviodenudației este influențat de forța cu care picăturile de ploaie interacționează cu substratul. Ea depinde de: mărimea picăturilor de apă, viteza lor de cădere, cantitatea și durata ploii. Considerate împreună, cantitatea, mărimea și viteza de cădere a picăturilor compun agresivitatea ploilor. În general, dimensiunea picăturilor de ploaie, și legat de ea greutatea lor, variază de la picăturile fine ale ploilor liniștite de toamnă, până la picăturile mari, de 5 – 8 mm, specifice averselor de vară (Mac, 1976). Între forma și mărimea picăturii de ploaie există o interdependență, în sensul că picăturile relativ mici (cu diametrul sub 2,9 mm) sunt de formă sferică, iar cele cu diametre mai mari, decât valoarea menționată, au o bază turtită în partea de jos, din cauza forței de reacție a aerului (Grecu, 2018).

Eficiența picăturilor de ploaie în modelarea suprafeței terestre este influențată de o serie de factori dintre care se disting: roca, relieful, panta, expoziția, solul, vegetația, climatul, utilizarea terenurilor, activitățile antropice etc.

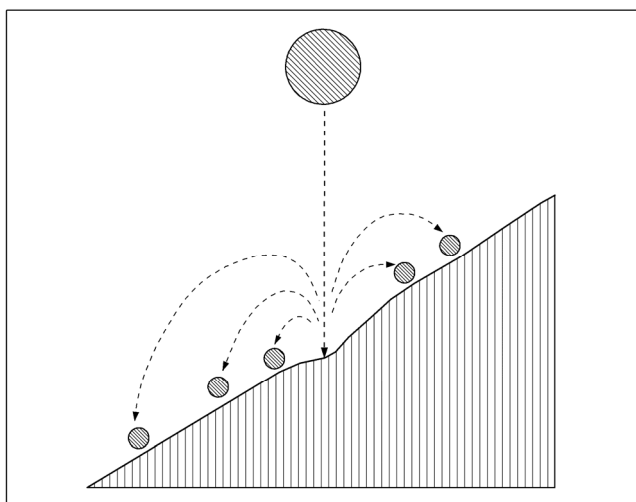


Fig. 11. 81. Acțiunea picăturii de ploaie în dislocarea solului (Tufescu, 1966a, p. 295)

În urma consumului energiei picăturilor de ploaie cel mai afectat este solul și rocile friabile lipsite de un înveliș protector, de natură edafică sau vegetală. În timpul impactului picăturilor de ploaie, din sol se desprind particule fine, care sunt împrăștiate în toate direcțiile (fig. 11. 81). Picăturile de ploaie care cad ulterior reiau aceste particule și le izbesc din nou. Continuarea pluviodenudației contribuie la desprinderea continuă din sol a altor particule, concomitent cu prelucrarea celor mobilizate deja, generând o peliculă de material afânat, care pe măsură ce ploaia

persistă, ajung să fie deplasate conform pantei. Cu toate că transportul este limitat pe terenurile cvasiorizontale, el devine eficient pe cele înclinate, unde are loc un transfer lent a materialelor, spre partea inferioară a formelor de relief; practic cu cât valoare pantei sporește cu atât deplasarea particulelor are loc pe distanțe mai mari spre aval (fig. 11. 81). De exemplu, la o pantă de 9° materialul aruncat spre aval este de aproximativ trei ori mai abundent decât cel aruncat spre amonte (Tufescu, 1966a).

În timpul ploii picăturile de apă, alături de mobilizarea elementelor constitutive ale substratului și solului, contribuie la băătorirea acestora, conducând la scăderea permeabilității.

Repetarea pluviudenudației determină teșirea și rotunjirea formelor de relief existente. Eficacitatea pluviudenudației, în direcția modificării configurației reliefului, scade o dată cu creșterea durității rocilor și a gradului de acoperire a terenurilor cu un înveliș vegetal consistent. Prezența acestuia anihilează prin interceptie forța picăturilor de ploaie.

Sub aspectul repartiției teritoriale pluviudenudația se dovedește maximă în regiunile aride și semiaride, unde învelișul vegetal este destul de efemer. O situație asemănătoare se înregistrează și în teritoriile din climatul temperat-continental, unde ploile, chiar dacă sunt rare, acționează pe un substrat prea puțin protejat de învelișul vegetal. În același timp, în climatele caracterizate de alternanța sezonelor ploioase cu cele și secetoase efectul pluviudenudației ia proporții, la fel cum se întâmplă și pe terenurile defrișate și arate, din zona ecuatorială și temperată (Mac, 1976).

Cu toate că în aparență pluviudenudația nu este un proces spectaculos, el conduce treptat la modificări semnificative ale solului și chiar a unor unități morfologice și funcționale de versant.

B. Denudația peliculară

Ea este rezultatul scurgerii neconcentrate a apei, sub formă de peliculă, pe suprafața versantului sau a altor forme de relief înclinate. Pentru desemnarea ei se mai folosesc și termenii de: ablație, eroziune difuză, eroziune laminară, eroziune peliculară, eroziune areolară, spălare sau eroziune de suprafață, precum și scurgere în pânză (sheet-flood).

Denudație peliculară se produce atunci când capacitatea de infiltrare a apei (în substratul geologic și sol) este depășită, iar ploaia nu diminuează. Deplasarea apei sub formă peliculară provoacă desprinderea particulelor de sol sau din roca in situ și transportul lor spre partea inferioară a versantului, unde fie se acumulează, fie sunt preluate râuri.

În cazul ploilor de durată și însemnate cantitativ pelicula de apă care se formează devine din ce în ce mai groasă. Din cauza neregularităților terenului în cadrul acesteia se formează curenți verticali, care amplifică puterea de eroziune (Mac, 1986).

Grosimea peliculei de apă de pe versant crește cu distanța, sporindu-și capacitatea de evacuare (Horton, 1945). Autorul citat mai menționează că forma versantului în profil, grosimea stratului pelicular și forțele de curgere a apei sunt determinate de șase variabile: intensitatea precipitațiilor, capacitatea de infiltrare a apei în sol, lungimea scurgerii peliculare, panta, asperitatea suprafeței terenului și regimul scurgerii.

Această modalitate de acțiune a apei provoacă desprinderea materialelor din substrat, care sunt apoi transportate fie prin târâre, fie prin suspensie, pentru a fi depuse, sub forma unei pelicule, la partea inferioară a versantului. Când aceste materiale ajung până în albiile râurilor determină creșterea debitului solid, ceea ce influențează procesele de aluvionare și de colmatare a lacurilor de acumulare.

Ritmul și intensitatea denudației peliculare este influențată de climă, vegetație, declivitate, relief, litologie și de modul de utilizare a terenurilor, cu deosebire în regiunile temperat-continentale și umede, din cauza defrișării, desțelenirii și prelucrării agricole a versanților (Mac, 1986).

În aceste condiții, denudația peliculară devine foarte eficientă în teritoriile caracterizate de un climat semiarid, unde substratul este lipsit de un înveliș vegetal consistent, iar ploile sunt torențiale. De asemenea, procesul se manifestă intens și pe terenuri defrișate sau proaspăt arate, în condițiile unui climat temperat uscat.

Denudația peliculară cu toate că este un proces care nu se manifestă spectaculos în timp scurt, motiv pentru care de multe ori nu este măsurat și calculat, are consecințe dintre cele mai negative, pe termen lung, asupra orizonturilor de sol, contribuind la îndepărtarea acestora (Roșian, 2017). Efectul principal al denudației peliculare constă în scăderea continuă a fertilității solului, cu toate efectele inerente. Din acest motiv trebuie luate măsuri în direcția prevenirii ei, precum întreprinse o serie de acțiuni, din categoria îmbunătățirilor funciare, pentru combaterea acesteia.

C. Scurgerea prin curenți concentrați

Dacă precipitațiile continuă, iar capacitatea de infiltrare se reduce, apa se concentrează și formează curenți de scurgere tridimensionali, cu aspect de șiroaie. Interacțiunea lor cu substratul determină formarea de rigole și ogașe, pentru ca apoi, pe măsură ce acestea evoluează, să se ajungă la drenarea apei prin albii permanente de tipul ravenelor și torenților; considerate împreună, ultimele două sunt cele mai reprezentative forme de relief rezultate în urma scurgerii apei prin curenți concentrați, ele alcătuind formațiunea de modelarea torențială.

Din moment ce formele de relief respective nu se întâlnesc pe toate suprafețele înclinate de tipul versanților, înseamnă că la geneza lor concură mai mulți factori, dintre care se remarcă cei climatici (aridizare, schimbarea intensității precipitațiilor etc.) și antropici (defrișări, utilizarea agricolă a versanților cu valori mari ale înclinării, distrugerea vegetației prin pășunat excesiv etc.) (Zachar, 1982). De obicei

în teren, pe fondul unui factor dominant, are loc asocierea altora secundari, care împreună asigură condiții favorabile inițierii și evoluției rigolelor, ogașelor, ravenelor și torenților.

a. Rigolele întrunesc condiții de geneză pe măsură ce are loc creșterea grosimii stratului de apă, care se scurge pe suprafața versantului, și apoi are loc formarea în cadrul lui a curenților tridimensionali. Aceștia din urmă prin interacțiunea cu substratul îl erodează determinând apariția rigolelor. Sub aspect dimensional ele au lungimi de câțiva metri și adâncimi de ordinul centimetrilor. Din cauza dimensiunilor reduse, aceste forme elementare nu se păstrează întotdeauna de la o ploaie la alta, cu excepția situațiilor în care evoluează spre forme superioare (fig. 11. 82).

Dintre variabilele care influențează semnificativ geneza rigolelor se evidențiază climatul și modul de utilizare a terenurilor, motiv pentru care cele mai susceptibile terenuri sunt cele din regiunile cu climat arid și semiarid. În această categorie se includ și terenurile din climatul musonic, unde în perioada secetoasă vegetația se usucă și își pierde mare parte din rolul protector, iar substratul devine afânat datorită meteorizației, fiind astfel susceptibil unei spălări intense în sezonul ploios care urmează (Roșian, 2017).

Din cauza unei utilizări inadecvate a terenurilor rigolele se formează și condiții climatice temperate, mai ales datorită defrișărilor la ras, pășunatului excesiv, aratului terenurilor de la partea superioară la cea inferioară a versantului, exploatării resurselor minerale utile în cariere la zi etc.

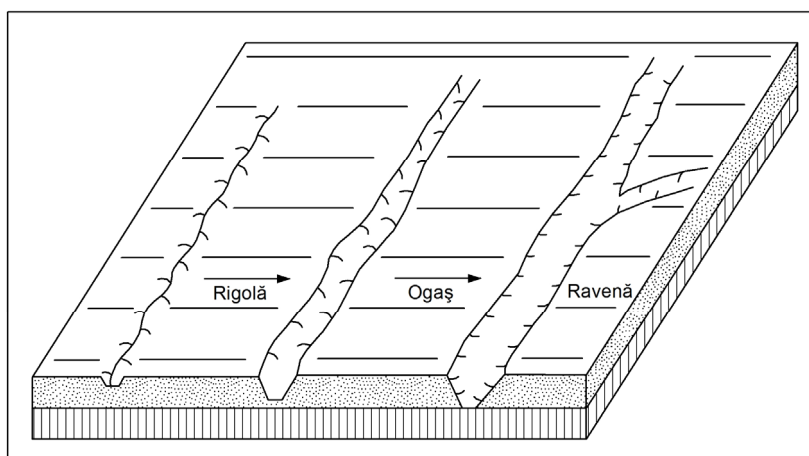


Fig. 11. 82. Stadii ale eroziunii prin curenți concentrați (Hosu, 2009, p. 79)

b. Ogașele se formează pornind de la rigolele care au devenit stabile și permit scurgerea apei pe același traseu și la ploile următoare. Astfel, prin repetarea scurgerii pe același canal de drenaj se ajunge la creșterea adâncimii și lungimii lui, ducând la o nouă formă de relief, denumită ogaș.

Configurația lui în plan este rectilie sau cu ușoare sinuoziități. Analizat în profil transversal are forma literei V. Adâncimea ogașelor variază între 0,50 și 2 m (Josan et al., 1996), iar lungimea lor est de zeci de metri. Un rol important la dezvoltarea ogașelor îl are modul de utilizare a terenurilor către componenta antropică, cea care intervine prin aratul terenurilor perpendicular pe curbele de nivel, prin defrișarea pădurii, prin încurajarea pășunatului excesiv, mai ales atunci când substratul este unul argilos, marnos sau nisipos (Mac, 1976).

În condițiile în care pe suprafața unui versant înclinat și alcătuit din roci friabile este afectată aproape în totalitate de pluviodenudație, denudație peliculară și eroziune prin intermediul rigolelor și ogașelor, se formează piramide de pământ și piramide coafate (rocile mai rezistente la eroziune se comportă ca niște scuturi, protejându-le pe cele mai friabile de la partea inferioară) (Josan et al., 1996). Ca exemplu în acest sens poate fi dată Râpa Roșie, din partea vestică a Podișului Secașelor.

c. Revenele sunt rezultatul continuării eroziunii liniare, cea care determină adâncirea și creșterea în dimensiune a ogașelor, care ulterior evoluează spre forme superioare de organizare și dezvoltare; ele sunt cunoscute sub denumirea de ravene. Lungimea lor ajunge la zeci și sute de metri, adâncimea depășește 2 m (uneori ajunge până la 8 – 10 m), condiții în care ele se adâncesc și în rocile in situ, aflate sub orizonturile de sol. De obicei ravenele se inițiază în partea mediană a versantului, de unde se dezvoltă atât spre partea superioară (prin eroziune regresivă), cât și spre partea inferioară (prin eroziune în contrapantă) (Mac, 1976).

Elementele componente ale unei ravene sunt (fig. 11. 83):

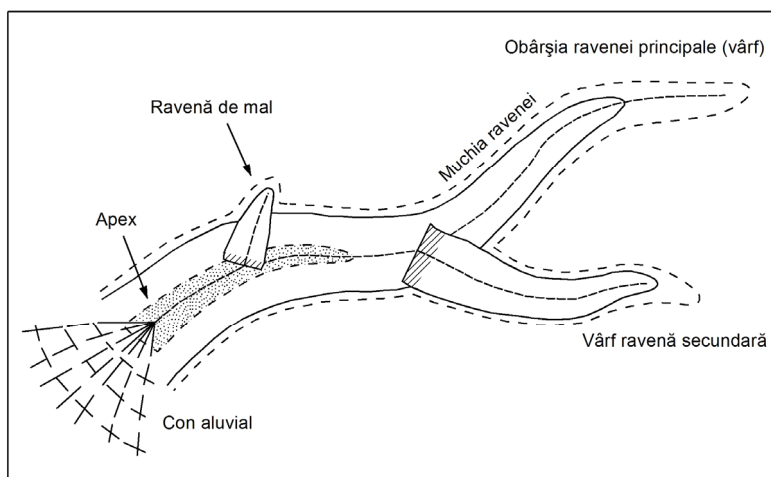


Fig. 11. 83. Elementele unei ravene (după Seginer, 1966, citat de Rădoane et al., 1999, p. 61)

- **vârful ravenei** este cel prin intermediul căruia are loc înaintarea regresivă a ravenei spre partea superioară a versantului;
- **malurile ravenei** sunt abrupte și afectate de surpări;

- **albia ravenei** are de obicei în forma literei V, cu praguri și îngrămădiri de material, rămas în urma scurgerii sau provenit din maluri;

- **conul de împrăștiere** este localizat la baza versantului sau pe suprafața luncii, fiind rezultat în urma depunerii debitului solid, o dată cu reducerea înclinării albiei ravenei, cea care influențează nivelul energiei libere necesare pentru transportul aluviunilor;

- **muchia ravenei** reprezintă linia care descrie conturul ravenei, delimitând-o de suprafața terenului în care ea este adâncită.

În funcție de stadiul în care au ajuns, analizate în profil longitudinal, ravenele pot fi continui sau discontinui (din cauza pragurilor sau treptelor care există în albia lor). Cercetările experimentale și observațiile realizate în Subcarpații Buzăului au evidențiat existența a patru tipuri de praguri în albiile ravanelor: praguri datorate curenților hidrodinamici puternic încărcăți cu material, care au posibilitatea de a se descărca ritmic; praguri formate prin unirea ravanelor într-o singură albie; praguri de reactivare, specifice ravanelor dezvoltate pe fundul văilor; praguri litologice (Bălțeanu, 1983).

Sub aspectul configurației în plan ravenele pot fi simple și ramificate sau compuse. Cele din urmă se formează prin apariția de ravene incipiente pe malurile celei principale, care se dezvoltă apoi până la stadiul de ravene propriu-zise, contribuind la procesul de ramificare.

Cauzele formării ravanelor. Chiar dacă ravenele se întâlnesc în condiții climatice și de relief foarte variate, la baza genezei lor stau următoarele cauze (Rădoane et al., 1999):

- **climatul** este cel care influențează atât agresivitatea proceselor de eroziune, cât și tipul și densitatea vegetației, care se instalează. Elementele climatice care influențează în mod hotărâtor inițierea procesului de ravenare sunt temperatura și precipitațiile. De asemenea, clima favorizează apariția ravanelor, prin dezechilibrele ecologice pe care le introduce prin modificările și schimbările climatice. Direcția în care se manifestă acestea, fie spre aridizare, fie spre creșterea cantităților de precipitații sunt în măsură să accentueze procesele de eroziune, care au loc pe suprafețele înclinate de tipul versanților, taluzurilor, frunților de terasă, falezelor etc.;

- **relieful** se dovedește un factor prielnic inițierii și dezvoltării ravanelor, fapt ilustrat de relațiile acestora cu panta, lungimea și orientarea versantului, suprafața bazinului de drenaj și distanța până la cumpăna de ape. De pildă, în cazul teritoriului dintre Siret și Prut (din Podișul Moldovei) s-a observat că, terenurile cu cea mai mare susceptibilitate la inițierea ravanelor se află la intersecția următorilor factori: orientarea versanților spre NE și SV (versanții văilor consecvente); panta versanților între 20 – 30°; lungimea versanților între 300 – 500 m și litologia predominant nisipoasă (Rădoane et al., 1995);

- **geologia** concură la formarea ravanelor mai ales indirect, prin influența pe care o are asupra formării regolitolui și solului. Prin adâncire ravenele pot ajunge la roca in situ, care fiind mai rezistentă la eroziune decât solul și scoarța de

meteorizație, acționează ca un factor restrictiv, obligând ravena să se dezvolte lateral, situație în care eroziunea la nivelul malurilor devine eficientă. Alături de rocă un rol important în inițierea ravenelor îl are structura geologică, după cum se întâmplă de exemplu în Podișului Moldovei, unde versanții consecvenți sunt cei mai predispuși la ravenare (Rădoane și Rădoane, 1992);

- **solul**, raportat la proprietățile sale, are un rol important în inițierea ravenelor; de exemplu, un sol argilos și compact împiedică infiltrația, dar în același timp este relativ rezistent la eroziune, comparativ cu unul nisipos și necoeziv, care favorizează infiltrația, dar în același timp este ușor de erodat;

- **activitățile antropice** care favorizează dezvoltarea ravenelor sunt următoarele: defrișări, deșteleniri, decopertări, utilizarea agricolă a suprafețelor înclinate, pășunatul excesiv, trasarea căilor de comunicații agricole și forestiere etc.;

- **scurgerea în suprafață** este răspunzătoare de următoarele procese: inițierea ravenei și adâncirea ei prin eroziune liniară, subminarea malurilor ravenei de către scurgerea de pe fundul ravenei, respectiv avansarea vârfului ravenei datorită eroziunii regresive în zona pragului de obârșie (Ireland et al., 1939, citat de Rădoane et al., 1999);

- **scurgerea de subsuprafață** participă la inițierea și apoi dezvoltarea ravenelor prin două din formele sale de manifestare: scurgerea difuză (sub forma unei pânze de apă ce se infiltrează printr-un mediu poros) și liniară (de-a lungul unor crăpături, pori sau direcții de stratificație, gropi de animale, rădăcini de plante etc.). Pentru circulația de subsuprafață a apei, trebuie îndeplinite următoarele condiții: rate mari de infiltrație, gradient hidraulic, prezența unui abrupt, sol supus crăpăturilor, precipitații intense, un strat relativ impermeabil sub orizontul de sol, un strat erodabil în stratul impermeabil, restrângerea covorului de vegetație, procent mare de argile gonflabile (Jones, 1981, citat de Rădoane et al., 1999).

De obicei la formarea ravenelor, dintre cauzele enumerate, nu participă doar una singură, ele asociindu-se pentru a crea condiții favorabile în acest sens. Din acest motiv este utilizat termenul de susceptibilitate a terenurilor la inițierea ravenelor.

Din moment ce sunt considerate cele mai răspândite forme de relief, rezultate în urma scurgerii apei prin curenți concentrați pe versanți, ravenele au o evoluție complexă, desfășurată de-a lungul a patru stadii, după cum s-a stabilit în urma studierii lor temeinice în Subcarpații Buzăului, Podișul Bârladului, Subcarpații Getici și Piemontul Getic (Bălțeanu și Taloescu 1978; Bălțeanu, 1983):

- **stadiul incipient de eroziune discontinuă** începe din momentul în care traseul ravenelor rămâne stabil;

- **stadiul de formare a ravenelor discontinui** își face debutul o dată cu formarea unui bazin de recepție, care determină concentrarea scurgerii. Ravenele discontinui sunt dispuse în rețele și evoluează independent unele față de altele, în funcție de nivelele de bază locale de pe versant, de rezistența substratului, de frecvența și intensitatea precipitațiilor;

- *stadiul de integrare a ravenelor discontinui în ravene continui* - constituie un nivel superior de evoluție, în cadrul căreia ravena ajunge să evolueze în funcție de nivelul de bază de la partea inferioară a versantului. De asemenea, prin unirea succesivă a segmentelor izolate, se ajunge la o ravenă continuă, cu un canal neîntrerupt, până la confluența cu o ravenă principală sau până la baza versantului. Chiar dacă ravena este continuă, în albia ei există praguri de tipul celor menționate anterior (fig. 11. 84);

- *stadiul de realizare a profilului de echilibru dinamic* se afirmă o dată cu atingerea nivelului de bază local, aspect care presupune realizarea din amonte spre aval a unui profil longitudinal, care să permită tranzitul materialelor provenite de pe versant și din erodarea albiei. Sub aspect morfogenetic, în stadiul de față, se tinde spre realizarea unui echilibru dinamic între competența și capacitatea de transport a curentului de apă. Cu toate că ravena se consideră în echilibru, analizată în profil longitudinal ea prezintă trei sectoare: de eroziune, de transport (sau neutru) și de aluvionare.

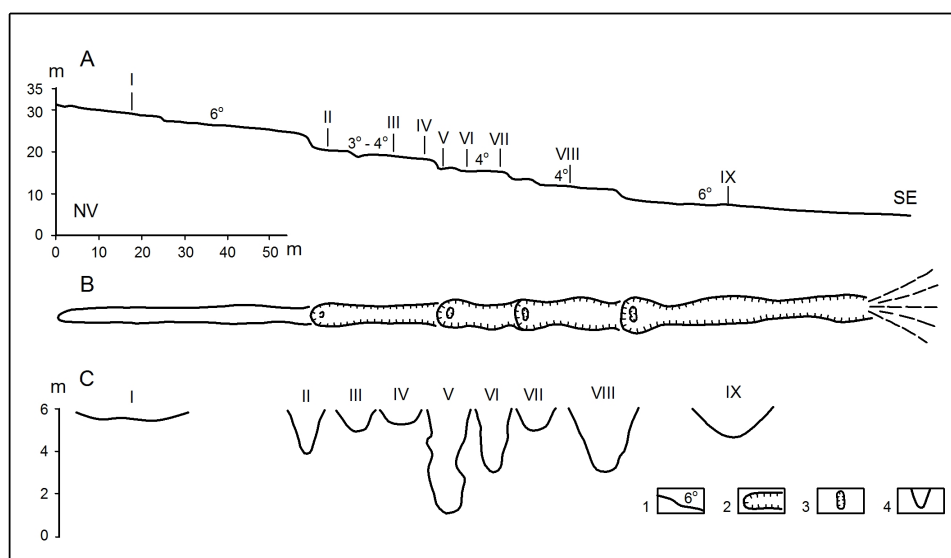


Fig. 11. 84. Bazinul Porcăreața. Ravenă continuă rezultată prin integrarea unor ravene discontinui; A - Profil longitudinal; B – vedere în plan; C – profiluri transversale; 1 – panta profilului longitudinal; 2 – mal abrupt, prag în albie; 3 – marmită; 4 – profil transversal (Bălțeanu și Taloescu, 1978, citați de Bălțeanu, 1983, p. 111)

Dintre acestea cel mai mobil este sectorul de transport, el pendulând spre amonte și aval, în funcție de caracteristicile hidrodinamice al scurgerii. Dacă albia ravenei ajunge în echilibru dinamic, ea va fi acoperită cu o pătură aproape continuă de aluviuni, dispuse în strate cu grosimi diferite (Bălțeanu, 1983). Cert este că evoluția ravenelor nu se termină o dată cu atingerea unui profil de echilibru, ea continuând lent. O dată cu instalarea vegetației ravena se transformă într-un organism relativ stabilizat, cunoscut sub denumirea de văiușă, vâlcea sau vale seacă (Bălțeanu, 1983).

Modificarea condițiilor morfogenetice din cauza unor variații de ordin tectonic, climatic, de acoperire cu vegetație, de utilizare a terenurilor etc., provoacă deranjarea echilibrului dinamic; ravena va redeveni activă și își va dezvolta un nou profil de echilibru dinamic, corespunzător noilor parametri (Bălțeanu, 1983).

În concluzie, ravenele sunt forme de relief care în general se dezvoltă rapid, ele fiind de cele mai multe ori rezultatul schimbărilor de mediu, cum ar fi arderea vegetației, modificările climatice (care cauzează deteriorarea covorului vegetal), defrișările sau cultivarea terenurilor (Selby, 1990).

d. Torenții se formează prin dezvoltarea ravenelor, care în loc să ajungă în condiția de văiușă, stabilizată cu vegetație, își continuă evoluția prin ramificare și extinderea suprafeței de teren pe care o drenează. În acest mod se ajunge la forma superioară a organizării scurgerii apei prin curenți concentrați, care este torentul. Conform lui Vâlsan (1932, citat de Grecu, 2018), sub aspectul eroziunii realizate, torentul sau organismul torențial este considerat devastator, fiind considerat organizația cea mai perfectă de transport de pe fața pământului.

Pentru desemnarea formei rezultate în urma eroziunii torențiale a fost propus termenul de organism torențial (Vâlsan, 1945); părțile componente ale acestuia sunt următoarele (fig. 11. 85):

- **bazinul de recepție** constituie suprafața de pe care torentul se alimentează cu apă, prin intermediul unei rețele de ogașe și ravene, a cărei configurație se modifică de la o ploaie la alta. El are aspectul unei suprafețe cvasidepresionare, drenată de rigole și ravene, limitată la partea superioară de un abrupt, pe care avansează vârfului acestora;

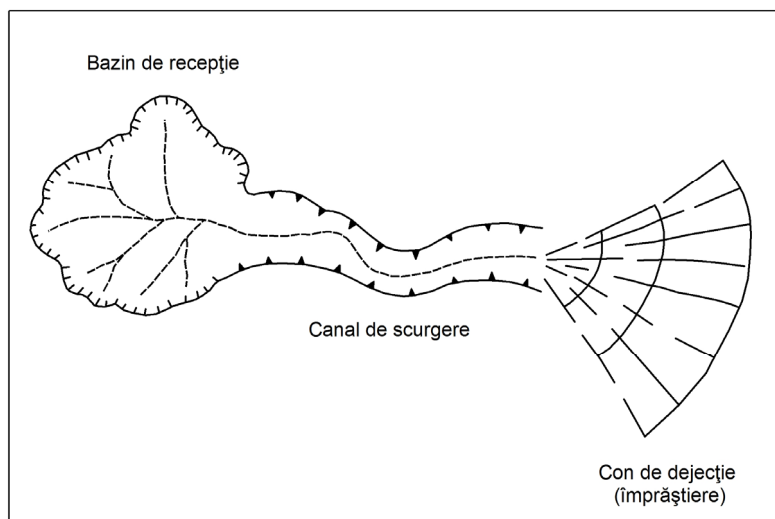


Fig. 11. 85. Elementele unui torent (Cioacă, 2006, p. 191)

- **canalul de scurgere** este albia de drenaj, care face legătura dintre bazinul de recepție și suprafața de debușare din aval. Prin intermediul lui se asigură evacuarea

materialelor erodate din bazinul de recepție și din maluri. Fluctuațiile debitelor lichide și solide, la care se adaugă influențele petrografice și structurale, determină ca în profil longitudinal, canalul de scurgere să prezinte numeroase rupturi de pantă. Alături de procesele de transport se remarcă prezența celor de eroziune, care au rol de adâncire a acestuia. Prezența malurilor abrupte, prevăzute cu surplombe, determină ca în profil transversal canalul de scurgere să fie de forma literei V. Torenții cărora le lipsește canalul de curgere se numește **hunie** în Oltenia (de obicei aceștia de dezvoltă în detrimentul unei terase sau al unui pod structural, iar conul se va forma la baza lor) (fig. 11. 86);

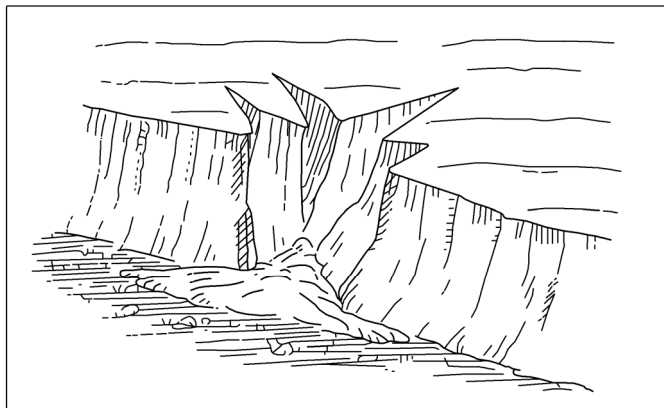


Fig. 11. 86. Hunie (Tufescu, 1966a, p. 322)

- **conul de dejecție** are formă de evantai și se formează prin depunerea unei părți însemnate a materialelor transportate, o dată cu reducerea declivității terenului (fig. 11. 87).

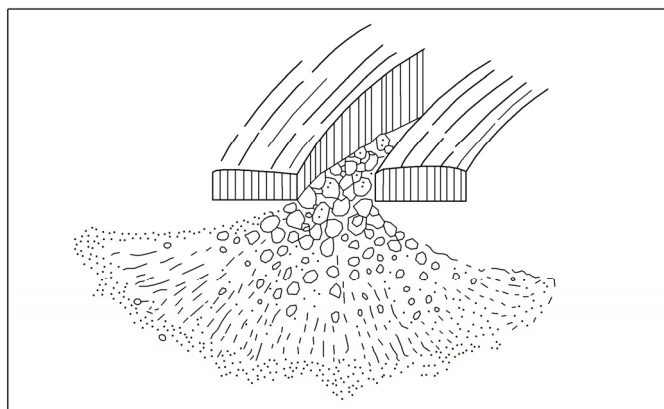


Fig. 11. 87. Granulometria conului de dejecție (Posea et al., 1976, p. 199)

Conul fiind rezultatul viiturilor de versant are o structură complexă, încrucișată, formată prin suprapunerea aluviunilor depuse succesiv (fig. 11. 88 și 11. 89) (Posea et al., 1976); conurile simple sunt bombate în partea centrală, acolo unde

se depun marea majoritate a aluviunilor transportate. Referitor la granulometrie, materialele mai grosiere se depun la partea superioară, iar cele mai fine spre exterior, formând un depozit eterogen.

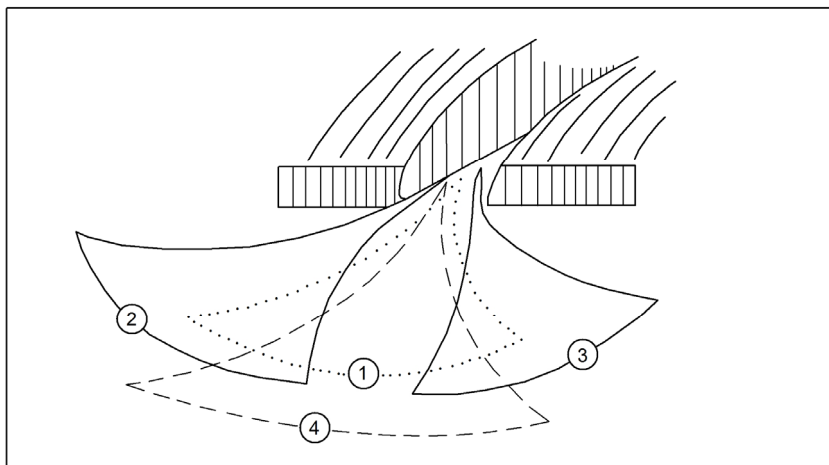


Fig. 11. 88. Formarea conului complex (Posea et al., 1976, p. 199)

Din cele trei părți componente ale unui torent cea mai importantă sub aspect morfogenetic este bazinul de recepție, celelalte (canalul de scurgere și conul de dejecție) fiind consecințe ale bazinului de recepție (Vâlsan, 1932, citat de Grecu, 2018).

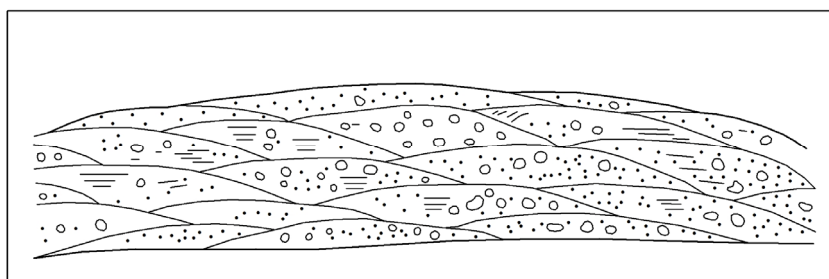


Fig. 11. 89. Structură torențială (Posea et al., 1976, p. 199)

Dintre elementele prezentate, conul de dejecție reflectă cel mai obiectiv condițiile geomorfologice în care a avut loc modelarea torențială. Spre exemplificare, în climatul temperat se formează conuri de acumulare proeminente (datorită debitului solid consistent), în climatul cald și umed conurile lipsesc (din cauza predominării transportului în soluție), în timp ce în climatele aride și semiaride conurile sunt de eroziune, datorită viiturilor rare care le afectează (Posea et al., 1976).

La fel ca ravenele și torenții evoluează spre atingerea unui profil de echilibru. Faza de stingere a unui torent debutează cu reducerea pantei canalului de scurgere. În aceste condiții se mai asigură doar transportul apei, însoțită de o mică încărcătură

de materiale cu dimensiuni reduse (Ielenicz, 2005). Aluviunile se vor depune nu doar pe suprafața conului de dejecție, ci și de-a lungul canalului de scurgere, contribuind în continuare la diminuarea înclinării acestuia. În același timp, depozitele formate prin acumulare vor fi acoperite cu vegetație, care se fixează inițial pe con, de unde se extinde și pe canalul de scurgere. Diminuarea pantei din cadrul bazinului de recepție va permite fixarea vegetației și pe suprafețele dintre ravenele de acolo, iar ulterior pe măsură ce procesele geomorfologice se vor diminua torentul poate fi acoperit în întregime de vegetație. Un astfel de scenariu este posibil, dar de multe ori este dificil de îndeplinit întrucât intervin și alți factori, cum ar fi modificările tectonice sau intervenția omului, care pot fie să grăbească stingerea și să intensifice acțiunea torenților (Ielenicz, 2005).

Procesele de eroziune, transport și acumulare deși sunt nepermanente și cu fluctuații, sunt asemănătoare cu cele desfășurate în arterele hidrografice permanente (Rădoane et al., 2001), fapt ce l-a făcut pe Vâlsan (1945) să firme că torentul este un mugur de vale. Prin analogie cu ceea ce se întâmplă în albiile râurilor torentul poate fi inclus în categoria agenților modelatori cu triplă acțiune geomorfologică (eroziune, transport și acumulare).

Ravenele și torenții, care participă la modelarea versanților, pot interfera cu alte procese, influențându-le dinamica și intensitatea. De obicei acestea provoacă activarea proceselor de deplasare în masă, fapt care conduce la o modelare complexă a versanților prin intermediul unui cuplu morfodinamic (Mac, 1986), format din eroziune în adâncime (formațiunea de modelare torențială) și eroziune în suprafață (prin intermediul deplasărilor în masă).

11.2.8.5. Deplasările în masă și formele de relief generate

Procesele de deplasare în masă afectează în special materialele pregătite deja de către meteorizație, existând însă și situații frecvente, când are loc dislocarea și deplasarea rocilor aflate în situ, după cum se întâmplă în cazul argilelor și marnelor, care în deplasarea lor antrenează și formațiunile acoperitoare (Mac, 1986). Comparativ cu scurgerea apei pe versant, care are un caracter liniar și acționează în adâncime, deplasările în masă au un caracter areal, cu manifestare în suprafață.

A. Factorii deplasărilor în masă

La geneza deplasărilor în masă concură o serie de factori, dintre care se remarcă următorii:

- **gravitația** reprezintă forța care direcționează mișcarea, din momentul în care pragul de declanșare a fost depășit; eficiența ei variază în funcție de valoarea pantei;

- **panta** este cea care pune în valoare forța de gravitație; o dată cu creșterea acesteia gravitația se manifestă mai puternic, iar materialele se deplasează mai ușor și mai rapid pe versant. În caz contrar, descreșterea unghiului de înclinare accentuează frecarea dintre masele aflate în deplasare și substrat, ceea ce determină încetinirea sau oprirea lor. Există și situații în care cu toate că panta este una favorabilă deplasărilor în masă, procesul nu are loc. Variabila care face diferența este gradul de coeziune al rocilor. Raportat la acesta, mișcarea devine posibilă doar atunci când este depășită coeziunea dintre materialele care urmează să fie deplasate și cele care rămân în loc. Se explică astfel posibilitatea ca la declivități de 80 – 90° unele roci să rămână stabile, datorită coeziunii mari care le caracterizează (Mac, 1986);

- **constituția terenurilor** influențează deplasările în masă atât prin alcătuire petrografică, structură, coeziune, grad de fisurație, cât și prin comportarea față de îngheț-dezgheț, variații de temperatură peste 0 °C, umezire-uscăre etc. (Mac, 1976) Ca urmare, terenurile care au în componență argile și marne se dovedesc mult mai susceptibile la deplasări în masă decât cele alcătuite din granit, șisturi cristaline etc.;

- **greutatea maselor** susceptibile la deplasări pe versant sau mai corect variația greutateii lor joacă un rol important în inițierea deplasărilor în masă. Sporirea greutateii poate avea loc datorită următoarelor cauze: umectare cu apă, supraîncărcare cu zăpadă, aport de materiale de la partea superioară, activități antropice etc. Atingerea unei greutate limită și modificarea volumului, determină punerea în mișcare a maselor de teren instabile, prin depășirea pantei limită. Conform celor menționate, o masă se pune în mișcare, doar atunci când asupra ei acționează o forță suficient de mare, pentru a învinge starea de echilibru; în mod obișnuit fiecărei mărimi a masei de rocă îi corespunde o pantă maximă, la care ea rămâne în echilibru, denumită de Penk (1924) pantă limită. În teren lucrurile sunt mai complicate, deoarece forța necesară pornirii unei mase, la aceeași declivitate, este cu atât mai mare, cu cât greutatea materialelor este și ea mai mare; cu cât însă panta crește, cu atât forța necesară pornirii este mai mică (Mac, 1986). În aceste condiții între gravitație, pantă și greutatea maselor se stabilesc corelații în funcție de care va fi dinamica proceselor geomorfologice de pe versanți;

- **ritmicitatea proceselor naturale** cu toate că poate fi considerată un factor de ordin general, intervine prin modificările aduse substratului datorită: alternanței sezonelor secetoase cu cele ploioase, manifestării îngheț-dezghețului, precipitarea unor soluții etc.;

- **activitățile antropice** care influențează stabilitatea terenurilor sunt următoarele: defrișările, deștelenirile, decopertarea terenurilor, aratul terenurilor, pășunatul excesiv, exploatarea resurselor minerale, exploziile din zonele de conflict militar, realizarea lacurilor de acumulare, a construcțiilor, transportul mărfurilor și a persoanelor de-a lungul căilor de comunicații etc.

B. Clasificarea deplasărilor în masă

Marea diversitate a deplasărilor în masă face dificilă realizarea unei clasificări unitare. Totuși, pentru a surmonta acest impas, pot fi utilizate următoarele criterii: modul de manifestare, natura deplasării, profunzimea până la care ajung, tipul mișcării, gradul de umezire a maselor deplasate, structura geologică afectată, viteza, morfologia creată, starea materialului care se deplasează etc.

Referitor la starea materialele mobilizate acestea poate fi: solidă (au loc mișcări de cădere), semisolidă (se produc tasări), plastică (se generează alunecări de teren) și de curgere (rezultă curgeri). Stările în cauză sunt delimitate de limitele tasării, plasticității și curgerii.

Pornind de la aceste stări și limitele care le separă, deplasările în masă pot fi astfel categorisite: deplasările prin cădere, sufoziunea, tasarea, alunecările de teren, deplasările prin curgere și deplasările de teren complexe.

a. Procesele de deplasare prin cădere sunt cunoscute și sub denumirea de procese gravitaționale și se referă mai ales la: rostogoliri, surpări, prăbușiri și căderi libere.

Rostogolirile presupun inițial distrugerea unității substratului prin meteorizație, pentru ca apoi să aibă loc mobilizarea particulelor rezultate sub efectul gravitației (Mac, 1986). Indiferent de dimensiunea rocilor susceptibile la rostogolire, desprinderea și mișcarea lor are loc individual.

La pierderea echilibrului static a elementelor constitutive ale substratului și implicit la producerea rostogolirilor concură trei categorii de factori: greutatea, panta și forța de gravitație (Grecu și Palmentola, 2003).

Deplasările din această categorie au loc pe versanți cu declivitatea mai mare de 15°. Ele sunt însă foarte intense dacă valoarea pantei se menține în jur de 40 – 45°, iar substratul este lipsit de o vegetație protectoare contra dezagregării.

Fragmentele de rocă, puse în mișcare datorită gravitației, se rostogolesc apoi cu viteză accelerată, spre partea inferioară a versantului, unde se opresc pe suprafețe orizontale sau cvasiorizontale (fig. 11. 90 B). Scoaterea din echilibru a sfărâăturilor poate avea loc și din cauza seismelor sau a vibrațiilor produse de: avalanșe, furtuni, activități antropice etc.

Rostogolirea rocilor nu are loc uniform pe versant; blocurile mari ajung prin salturi mai departe, pe când cele mai reduse ca dimensiune, se opresc la o distanță mai mică de locul desprinderii. O dată localizate la partea inferioară a versantului, rocile se consolidează și formează depozite de tipul grohotișurile sau tăpșanele de pietre. În locurile de desprindere a fragmentelor de rocă, prin repetarea procesului se ajunge la formarea de abrupturi.

Alături de diversitatea morfologică sub care se găsesc, depozitele de tipul celor prezentate în continuare, oferă informații prețioase despre modul în care s-au format; se remarcă în acest sens următoarele:

- **conurile de grohotiș** sunt rezultatul rostogolirii materialelor, de la partea superioară a unui versant, pe un fâgaș unic, care apoi se acumulează la baza acestuia;

- **pânzele de grohotiș** se formează prin îngemănarea conurilor de grohotiș, la partea inferioară a unui abrupt stâncos (Mac, 1996). Astfel de pânze s-au format sub abrupturile din Munții Piatra Craiului, Trascău, Hășmașul Mare etc.

- **râurile de pietre** se dezvoltă dacă sfărâmăturile rostogolite de la partea superioară a unui abrupt, de-a lungul unui jgheab, se dispun sub forma unor fâșii înguste, pe linia de cea mai mare pantă; ele sunt specifice în Munții Retezat, Parâng, Făgăraș etc.

- **tăpșanele de pietre** se generează în urma fixării succesive cu vegetație a pânzelor de grohotiș. Ele au întrunit condiții de formare la baza majorității abrupturilor montane din următoarele grupe ale Munților Carpați: Retezat, Parâng, Făgăraș, Piatra Craiului, Bucegi, Hășmaș, Ceahlău, Rodnei, Tatra etc.

Surpările sunt căderi bruște ale fragmentelor de rocă. Acestea se declanșează dacă panta limită este depășită de o anumită greutate, din cauza dislocării suportului inițial (Mac, 1986) (fig. 11. 90 A). Deplasarea materialelor are loc mai mult sau mai puțin paralel cu suprafața versantului sau abruptului.

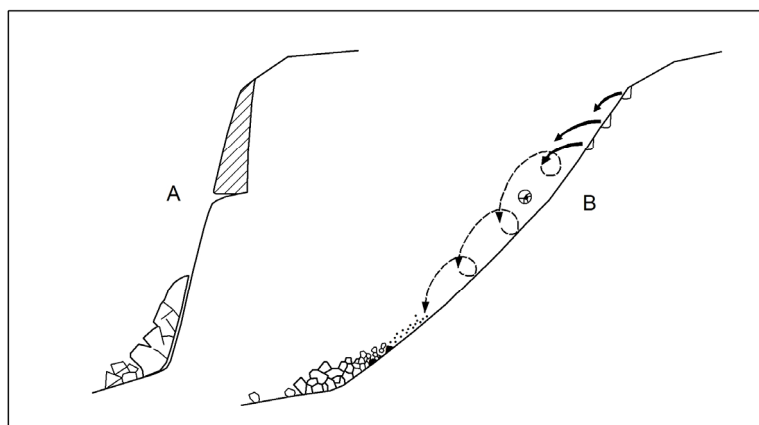


Fig. 11. 90. Deosebiri între modul de producere și acumulare la surpări (A) rostogoliri (B) (Tufescu, 1966a, p. 187)

Dintre cauzele care provoacă surpările se evidențiază următoarele: existența unor versanți înclinați; subminarea malurilor și a versanților de către râuri; izbirea ritmică a valurilor la baza falezelor; producerea seismelor; activități antropice care presupun lucrări de excavare, pentru construirea căilor de comunicații etc.

Cele mai susceptibile, la procesul de surpare, sunt terenurile alcătuite din roci cu o coezivitate redusă, favorabile mecanismelor de întindere și forfecare, cum sunt de exemplu marnele, argilele și scoarțele de alterare, nefiind excluse nici în rocile mai rezistente (Mac, 1986), afectate de fisuri și crăpături (fig. 11. 91).

Procesele de surpare determină geneza unei morfologii reprezentată îndeosebi de: cornișele de desprindere (au aspect de pereți aproape verticali), depozitul de surpare (se formează la baza cornișelor de desprindere, unde fragmentele de rocă se depun sortate în funcție de dimensiune, cele mai mari fiind localizate la baza abruptului, iar cele mai mărunte la o anumită distanță), terase de surpare (sunt prezente în cadrul cornișei de desprindere, ca rezultat al repetării procesului; se conservă bine pe roci mai consistente) (Mac, 1976).

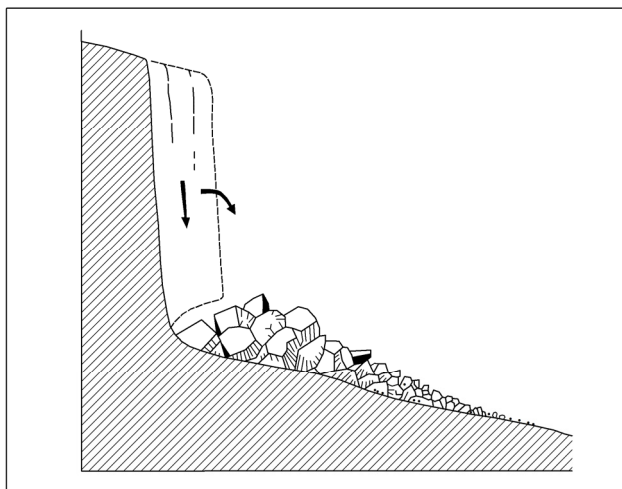


Fig. 11. 91. Formarea depozitului de surpare și aspectul neregulat al acestuia, cu distribuția materialului inversă ca la grohotișuri (particulele mai mărunte spre periferie) (Tufescu, 1966a, p. 187)

Prăbușirile se manifestă printr-o deplasare bruscă, sub formă de cădere în gol, atât a particulelor individuale, cât și a materialelor de tipul blocurilor, care alcătuiesc tavanul gurilor subterane (Roșian, 2017).

Declanșarea prăbușirilor implică existența gurilor subterane. Formarea acestora poate avea loc datorită dizolvării unor roci (calcare, dolomite etc.), din cauza transportului particulelor individuale de către apele subterane în loess și alte roci poroase, din pricina activităților antropice cum sunt cele de minerit în subteran, pompări de ape din subteran (se reduce presiunea din substrat), săparea de tuneluri pentru căi de comunicații etc.

Cauzele care provoacă prăbușirea tavanului gurilor subterane sunt: vibrațiile datorate undelor seismice, exploziilor, traficului; supraîncărcările generate de stagnarea apei, depozitarea unor materiale de către componenta antropică etc.

Prăbușirile afectează cu precădere rocile coezive, supuse unor intense procese de dezagregare, precum și cele cu multe diaclaze, așa cum sunt calcarele, gresiile, conglomeratele, bazalturile etc.

Căderile libere sunt deplasări rapide a unor fragmente individuale de rocă sau a unor mase de tipul blocurilor stâncoase, care se produc când panta versantului sau abruptului, de pe care se desprind, se apropie de 90° . Producerea lor nu necesită îndepărtarea bazei de susținere (fig. 11. 92). Căderile libere pot fi individuale, atunci când se manifestă prin desprinderea unor fragmente singulare, sau în masă, ceea ce presupune dislocarea unor cantități mari de rocă, care pot bara văile râurilor și căile de comunicații.

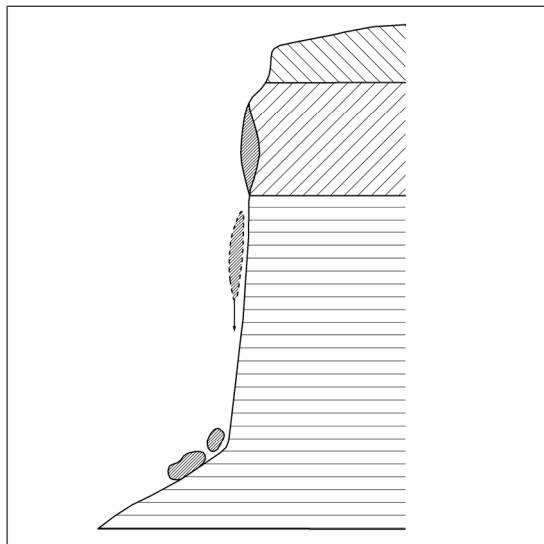


Fig. 11. 92. Cădere liberă (Posea et al., 1976, p. 144)

Și în acest caz, la fel ca în precedentul (Roșian, 2017), am preferat să fac distincție între cele două tipuri de prăbușiri despre care se vorbește în literatura de specialitate (Tufescu, 1966a; Posea, et al., 1976; Mac, 1986; Grecu și Palmentola, 2003; Ielenicz, 2005; Cioacă, 2006 etc.): cele care au loc atunci când există un gol subteran (pe care le-am lăsat în categoria prăbușirilor) și cele care au loc pe suprafețe cu declivități apropiate valorii de 90° . Motivul este strâns legat de mecanismul prin care are loc deplasarea. În cazul golurilor subterane, prin prăbușirea tavanului, deplasarea este una verticală, iar materialele în deplasarea lor se opresc destul de repede. Spre deosebire de acest caz, la prăbușirile care au loc pe suprafețe foarte înclinate, deplasarea nu este una verticală, ci are loc sub un anumit unghi, iar materialele mobilizate intră în contact suprafața abruptului sau versantului, pe măsură ce valoarea pantei acestuia scade la bază, unde ajung să se rostogolească (Roșian, 2017) și apoi să staționeze. De asemenea, este incontestabil că pe abrupturile și versanții cu înclinări de 90° există și deplasări verticale, dar doar atunci când a fost îndepărtată baza de susținere, condiții în care se produc surpări (Roșian, 2017).

Căderile libere se înregistrează frecvent pe abrupturile lipsite de vegetație. Ritmul și intensitatea lor este influențată de înclinarea mare a stratelor, de prezența fisurilor și a diaclazelor, de repetarea proceselor de îngheț-dezghet etc.

b. Sufoziunea este procesul de antrenare a particulelor fine, din depozitele afânate sau poroase, de către apa care circulă prin ele (Tufescu, 1966a), atunci când în timpul filtrării se depășește o anumită viteză, numită viteza critică (Grecu și Palmentola, 2003). Termenul de sufoziune, introdus în literatura de specialitate de Pavlov (1898), provine de la latinescul *suffodio* care înseamnă a săpa pe dedesubt, a submina (Tufescu, 1966a). Chiar dacă sufoziunea are loc mai ales pe suprafețe cu valori reduse ale declivității, fiind specifică și versanților, va fi prezentată în această secțiune a lucrării.

Pentru manifestarea proceselor de sufoziune și geneza unui relief specific trebuie îndeplinite următoarele **condiții** (Tufescu, 1966a):

- *rocile* trebuie să fie poroase, friabile și relativ impermeabile, cum sunt de pildă loessurile, luturile, argilele nisipoase, aluviunile fine alcătuite preponderent din nisip, scoarțele de meteorizație de tip arenaceu, nisipurile slab cimentate etc. O importanță deosebită o au rocile de la partea inferioară a depozitelor poroase și friabile, care pentru a contribui la sufoziune trebuie să fie impermeabile și ușor înclinate;

- *climatul* favorabil este cel cu un anotimp secetos, caracterizat de o ușoară tendință spre aridizare, fapt care permite deshidratarea depozitelor; ulterior, în anotimpurile mai umede, apa are posibilitatea să se infiltreze cu repeziciune, pentru a se încălca apoi cu particule fine, pe care le transportându-le din masa depozitului, determină extinderea gurilor subterane;

- *panta* terenului trebuie să fie relativ redusă, pentru a menține un drenaj subteran și de suprafață moderat.

Necesitatea condițiilor menționate atestă că sufoziunea este un proces complex, a cărui intensitate este subordonată dinamicii apelor care tranzitează depozitele alcătuite din roci poroase.

Realizarea sufoziunii necesită într-o primă fază ca apa provenită din precipitații sau din topirea zăpezilor să se infiltrează prin fisurile și golurile intergranulare existente. Ulterior ea începe să se deplaseze prin depozite, conform înclinării acestora, determinând, prin presiune și dizolvarea carbonaților, lărgirea fisurilor și accentuarea golurilor, pentru a se ajunge la curgere activă; în acest mod se formează drenaje subterane, care în funcție de regimul curgerii degradează și antrenează particulele cu care vin în contact; prin continuarea și repetarea procesului se formează tuneluri sau hrube sufozionale, din ce în ce mai lungi, dezvoltate regresiv în timpul ploilor, care debușează la baza povârnișului (Tufescu, 1966a). Prin faptul că este implicată și dizolvarea carbonaților sufoziunea este atât un proces de natură chimică (sufoziunea chimică), cât și unul hidrodinamic (sufoziunea mecanică în sens larg). Loessul este astfel susceptibil la sufoziune atât datorită porozității, cât și a conținutului de CaCO_3 (Blaga et al., 2014).

Deoarece dinamica apelor din depozitele afectate de sufoziune se corelează cu variațiile presiunii atmosferice se ajunge ca alături de canalele subterane, mai mult

sau mai puțin orizontale, să se formeze pe planurile fisurilor, prin absorbție, hornuri verticale, ca niște răsuflători (Tufescu, 1966a). Prin dezvoltare ele ajung să comunice cu pâlniile de sufoziune, formate la suprafața terenului, ca efect al interacțiunii dintre apele provenite din precipitații și aceleași roci poroase și friabile.

Un **aparat sufozional**, astfel generat, este alcătuit dintr-o adâncitură în formă de **pâlnie** (cu diametrul de 2 – 3 m și o profunzime aproximativ egală cu jumătate din lungimea diametrului) localizată pe suprafața terenului, care la partea inferioară este prevăzută cu un **orificiu** (astupat uneori cu vegetație sau alte materiale provenite din surpările laterale), ce se continuă pe verticală cu un **canal îngust**, care străbate aproape întreaga grosime a depozitului de loess, formând ceea ce este denumit **hornul de sufoziune**; acesta face legătura cu **hruba sufozională**, pe unde circulă curentul de apă, de la baza depozitului de loess (fig. 11. 93) (Tufescu, 1966a). O astfel de eroziune, care are loc la baza depozitului de loess, mai este cunoscută și sub denumirea de tunel erozion (Zachar, 1982).

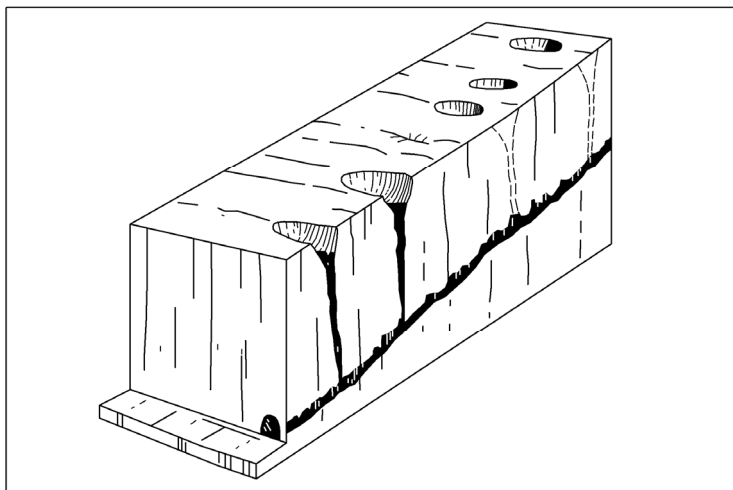


Fig. 11. 93. Legătura genetică dintre șirul de pâlnii sufozionale și șuvoiul subteran prin hornurile verticale create pe planul fisurilor verticale (Tufescu, 1966a, p. 190)

Aparatele sufozionale nu sunt izolate, ci dispuse pe alinamente predeterminate, de direcția drenajului subteran. Prin degradarea pereților verticali ai aparatului sufozional, se dezvoltă **avene de sufoziune** (Tufescu, 1966a), al căror dimensiuni variază în funcție de grosimea depozitului afectat. Profunzimea până la care se poate dezvolta sufoziunea este subordonată limitei inferioare a depozitelor favorabile acestui proces, care are rol de nivel de bază; de obicei el nu se află chiar la baza formațiunilor loessoide, deoarece în urma unor alterări îndelungate acolo se formează un depozit concreționar calcaros, care limitează circulația apelor și formarea cavitaților prin care aceasta se deplasează (Tufescu, 1966a).

Continuarea procesului de degradare a aparatelor sufozionale, datorită eroziunii torențiale de suprafață și a prăbușirii tunelurilor subterane, determină formarea râpelor și văilor sufoziune (fig. 11. 94). Prezența aparatelor sufozionale poate fi semnalată și de prezența unor izvoare sufozionale, a căror apă antrenează particule din masa loessului, pe care le elimină pe versant (Ielenicz, 2005).

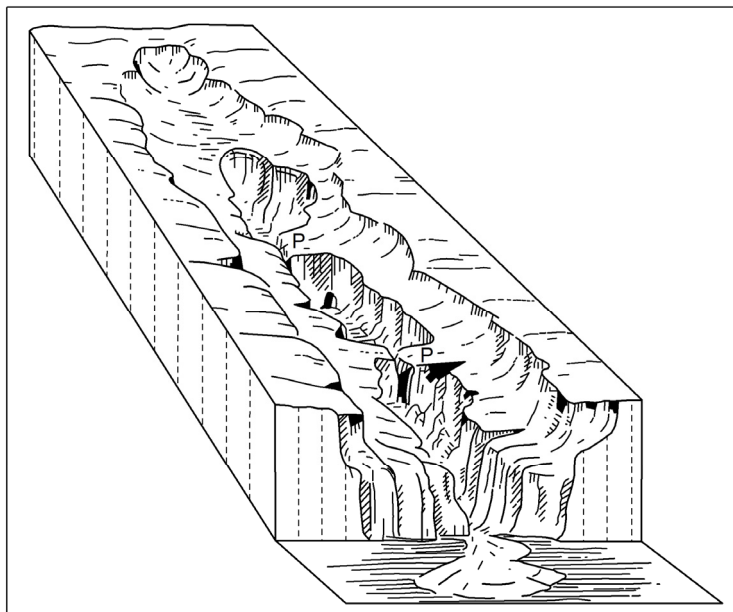


Fig. 11. 94. Vale de sufoziune evoluată, în tranziție spre vale torențială, în cadrul căreia se observă porțiuni din punțile (P) văii superioare (Tufescu, 1966a, p, 193)

Râpa de sufoziune este rezultatul surpării punților de legătură dintr-un șir de pâlnii, cărora le corespund hrube subterane (Tufescu, 1966a).

Valea de sufoziune se formează prin extinderea râpelor spre aval, până la marginea povârnișurilor. Analizate în profil longitudinal aceste văi se remarcă prin existența treptelor (formate și menținute pe seama pachetelor de rocă dintre aparatele de sufoziune), pentru ca în profil transversal să fie caracterizate de alternanța dintre sectoarele înguste (localizate în dreptul punților, care separau pâlniile) și cele mai largi dezvoltate în perimetrul fostelor pâlnii și hrube, după cum este în cazul Văii Mostiștei (Mac, 1976). Văile de sufoziune sunt despărțite de interfluvii, care pornind de la o formă inițială de platou ajung să primească aspectul unor creste de intersecție. Procesele geomorfologice, sub influența cărora evoluează, determină reducerea valorii altitudinale, context în care crestele se uniformizează și aplatizează sub aspect morfologic.

Procesul de sufoziune se materializează astfel prin forme de relief înălțuite dinspre subteran către suprafață, conform dezvoltării lor (Tufescu, 1966): tuneluri sau hrube subterane și hornuri, respectiv pâlnii de sufoziune la suprafață; prin unirea lor se formează

văile de sufoziune, iar ulterior din unirea laterală a văilor prin consumarea interfluviilor, se va forma **câmpia de sufoziune**. Pe suprafața acesteia se pot păstra martori de eroziune, rămași în urma degradării incomplete a interfluviilor dintre văile de sufoziune.

În România forme de relief cauzate de sufoziune se întâlnesc în Bărăgan și în Dobrogea; ele ating dezvoltarea maximă în apropiere de malurile râurilor, așa cum se întâmplă în cazul teraselor și luncii Dunării.

c. Tasarea se referă la procesul de mișcare lentă, pe verticală, a elementelor din componența substratului, ceea ce determină îndesarea și comprimarea rocilor. Denumirea procesului vine de la cuvântul *tasser* (fr.) care înseamnă a se îndesa. La fel ca sufoziunea și tasarea afectează și alte categorii de suprafețe, nu doar cele de tipul versanților.

Rocile și depozitele cele mai susceptibile la tasare sunt cele friabile, poroase și afânate. În categoria lor se includ: loessurile, luturile, nisipurile, argilele și marne nisipoase, deluviile, coluviile și grohotișurile etc.

Procesul de tasare este favorizat de: existența golurilor în roci și depozite, de creșterea greutateii depozitelor (prin acumulări de materiale din cauza unor procese morfogenetice, supraumectare, realizarea construcțiilor), prezența particulelor dizolvabile, variații ale nivelului apelor freatice etc.

Circulația apelor prin porii rocilor antrenează particulele fine și elementele luate în soluție, ceea ce determină creșterea volumului spațiilor goale de la partea superioară, slăbind astfel legăturile dintre elemente; particulele rămase și aflate într-un echilibru precar se vor deplasa gravitațional sub propria greutate, spre spațiile goale de la partea inferioară (Ielenicz, 2005).

În urma proceselor de tasare se formează **crovurile**. Acestea sunt prevăzute cu pereți abrupti, care străjuiesc partea inferioară cu aspect depresionar și fund plat (fig. 11. 95), acoperit cu un orizont de argile (Mac, 1976). Diametrul lor variază de la câțiva metri până la câteva zeci sau chiar sute de metri, iar forma lor este circulară sau ovală. Când sunt de dimensiuni mai reduse ele se numesc farfurii de stepă, îndeosebi în partea estică a Europei. În perioadele mai umede asociate precipitațiilor sub formă de ploaie însemnate cantitativ sau topirii zăpezii, care se acumulează prin troienire în crovuri, la partea inferioară a acestora se pot forma lacuri temporare.

Prin extinderea crovurilor de-a lungul unor aliniamente se ajunge cu timpul la unirea lor și formarea unor microdepresiuni denumite **găvane** și **padine**, cu dimensiuni de 0,5 – 3 km lungime.

În dezvoltarea crovurilor, pentru atingerea stadiului de găvan și padină, un rol important îl au apele freatice și vântul, agenți care asigură evacuarea particulelor fine. În cazurile în care crovurile se formează de-a lungul unor aliniamente, prin consumarea spațiului dintre ele, să se ajungă la unirea lor sub forma unei văi sau văiugi de tasare. Forme de relief de tipul celor prezentate se întâlnesc de exemplu în Câmpia Română (Câmpia Burnazului).

Formele superioare dimensional, de tipul padinilor, ajung de obicei să își continue evoluția pe un suport litologic plastic și nepermeabil, ceea ce le permite să se dezvolte lateral, primind aspectul unei câmpii de tasare.

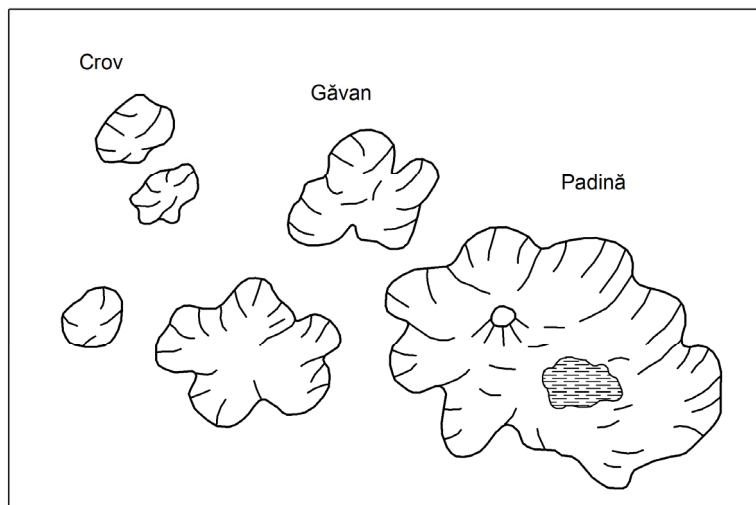


Fig. 11. 95. Forme de tasare (Ielenicz, 2005, p. 92)

O altă formă de tasare este cea mecanică; cauzele principale ale acesteia sunt: supraîncărcarea datorită construcțiilor, vibrații datorate traficului rutier și feroviar, supraumectarea terenurilor prin irigații în exces, bățătorirea terenului de către animale domestice etc. De asemenea, se înregistrează și tasări de subsidență datorită exploatărilor subterane de: apă, petrol, gaz metan, sare etc. (Blaga et al., 2014).

d. Alunecările de teren sunt deplasări materiale care au loc de-a lungul unei suprafețe de forfecare, care poate fi recunoscută (Dikau et al., 1997).

Aceste deplasări în masă se deosebesc de celelalte tipuri, prin câteva note definitorii: apa care mijlocește alunecarea nu înmoaie întregul depozit pus în mișcare, ci doar baza lui (patul de alunecare); materialele mobilizate nu curg, ci alunecă, păstrându-și structura nemodificată, cel puțin în partea unde se inițiază deplasarea; alunecarea poate afecta atât orizonturile de sol, cât și rocile subiacente; sub aspect morfologic alunecările prezintă forme distincte, care le deosebesc de alte tipuri de deplasare pe versant; sunt o formă rapidă de evacuare a materialelor de pe versanți (Mac, 1976).

Prin termenul alunecare de teren se indică atât procesul morfogenetic, cât și la forma rezultată în urma manifestării acestuia.

Cauzele alunecărilor de teren. Declanșarea alunecărilor de teren, considerate în mod obiectiv cele mai răspândite și cu cele mai mari efecte negative dintre toate deplasările în masă, se datorează unor cauze multiple, dintre care, conform literaturii de specialitate (Mac, 1976; Florea, 1979; Mac, 1986; Dikau et al.,

1997; Buzilă și Muntean, 1997; Surdeanu, 1998; Rădoane et al., 2001; Grecu și Palmentola, 2003; Ielenicz, 2005; Cioacă, 2006; Bridge și Demico, 2008; Roșian et al., 2016; Samia et al., 2017; Hugget, 2017 etc.), se evidențiază următoarele:

- **relieful** influențează prin pantă, tip genetic și prin dinamica de ansamblu;
- **panta** deține un rol important, potențând mai degrabă alte cauze, care conjugate conduc la depășirea limitei de stabilitate;

- **depozitele geologice**, în componența cărora există argile sau marne, îndeplinesc rol de pat de alunecare, fie pentru ele, fie pentru alte tipuri de depozite situate la partea superioară. Depozitele susceptibile la alunecare sunt cele moi, impermeabile, puțin coezive, bogate în coloizi și afectate de fisuri, așa cum sunt cele alcătuite predominant din argile și marne. Alunecări de teren se produc și pe formațiuni nisipoase, grezoase sau șistoase, care au în componența orizonturi de argile și marne, ce pot îndeplini rol de pat de alunecare. Proprietățile fizico-mecanice ale rocilor influențează unghiul de frecare internă și coeziunea lor;

- **structura terenurilor** devine favorabilă dacă fețele stratelor geologice au aceeași înclinare cu cea a versantului, caz în care ele pot funcționa ca pat de alunecare;

- **infiltrarea apei** este cea care provoacă umezirea parțială sau totală a masei care alunecă. Pentru declanșarea alunecărilor de teren trebuie ca umezirea să fie puternică, la nivelului stratului care va funcționa ca pat de alunecare. Proveniența apei poate fi din precipitații, izvoare de strat sau din pânza freatică. Perioadele în care s-au declanșat alunecări de teren noi sau au fost reactivate cele existente pot fi corelate cu cele în care s-au înregistrat precipitații de lungă durată și însemnate cantitativ. Se explică în acest mod declanșarea unui număr mare de alunecări de teren în timpul primăverii, când apele provenite din ploi se suprapun cu cele rezultate din topirea zăpezilor (Surdeanu, 1998). Sub efectul apei din porii rocilor se reduce rezistența la forfecare, fapt care conduce la creșterea forțelor de alunecare; alături de presiunea apei din pori, creșterea locală la o anumită adâncime a umidității, devine un factor care determină reducerea rezistenței la forfecare pe planul de rupere (Mac, 1986). După sursa citată, în urma unor experimente s-a constatat că umiditatea variază în jurul suprafeței patului de alunecare, unde pe o grosime de doar câțiva centimetri are o valoare maximă; mai sus sau mai jos de patul alunecării valoarea umidității scade atât în corpul alunecării, cât și în roca în loc. Toate acestea vin să confirme că apa constituie unul dintre elementele cu un rol important în ruperea echilibrului natural, fără de care nu se poate concepe declanșarea alunecărilor de teren (Rădoane et al., 2001);

- **climatul** cel mai propice declanșării alunecărilor de teren este caracterizat de alternanța perioadelor secetoase (când se produc crăpături în substrat) cu cele umede (când apa pătrunde în exces de-a lungul crăpăturilor, până la paturile de alunecare). Specifice sunt în acest sens climatele temperate și semiaride. În

același timp, condițiile climatice sunt cele care influențează procesele de îngheț-dezghet. Acestea au efect direct asupra maselor susceptibile la alunecare prin dilatări și contractări, care determină lărgirea fisurilor și formarea altora noi, reducându-le astfel coeziunea. De asemenea înghețul provoacă concentrarea apei din substrat în anumite orizonturi; prin dezghet, cantitatea respectivă fiind mai mare decât cea normală, se ajunge la înrăutățirea condițiilor fizico-mecanice ale rocilor, se reduce rezistența la forfecare și se determină creșterea forțelor de alunecare (Mac, 1986);

- **eroziunea râurilor** conduce la creșterea gradului de instabilitate a versanților, din cauza subminării bazei acestora. Prin adâncirea râurilor se modifică ponderea deținută de unele unități morfologice și funcționale în cadrul versanților, fapt care are repercusiuni în dinamica proceselor de versant;

- **seismele** sunt cele care pe de o parte măresc fisurile pe care are loc pătrunderea apei în substrat, iar pe de alta, scot din echilibru masele pregătite pentru alunecare, care se vor deplasa în timpul seismului sau ulterior acestuia;

- **activitățile antropice** sunt în momentul de față una dintre cele mai importante cauze ale declanșării alunecărilor de teren. Astfel de activități includ: defrișările, prelucrarea agricolă a terenurilor, modificarea declivității reliefului preexistent, supraîncărcarea versanților cu materiale de diverse tipuri și construcții, producerea de vibrații datorită transportului sau a funcționării unor utilaje etc. Dintre acestea, de exemplu, defrișările contribuie la creșterea cantității de apă care ajunge pe substrat, favorizând astfel infiltrarea. Nu trebuie uitat că pădurea are atât un rol de stabilizare a terenurilor, cât și supraîncărcare a lor cu masă lemnoasă, fapt care poate declanșa alunecări de teren.

Diversitatea mare a cauzelor care participă la declanșarea alunecărilor de teren, permite gruparea lor în felul următor: potențiale (roca, structura și relieful preexistent); pregătitoare (precipitațiile, defrișările, alterarea rocilor); declanșatoare (eroziunea râurilor, apa subterană, acțiunea înghețului, seismele) (Posea et al., 1976; Mac, 1986).

Fenomene premurgătoare. Chiar dacă alunecările de teren constituie procese rapide de evacuare a materialelor de pe versanți, de obicei înainte de producerea se înregistrează fenomene premurgătoare: apariția crăpăturilor, apariția sau dispariția unor izvoare, existența undulărilor, prezența unor denivelări și chiar a zgomotelor subterane (Mac, 1976).

Etapile producerii unei alunecări de teren sunt următoarele: desprinderea corpului alunecării de partea versantului care rămâne stabilă; declanșarea alunecării de teren, în urma căreia se formează râpa de desprindere; punerea în mișcare a corpului alunecării; stabilizarea alunecării de teren, prin localizarea corpului în partea mijlocie sau inferioară a versantului. Înainte de stabilizare unele alunecări pot trece prin etape de reactivare.

Elementele alunecării de teren sunt numeroase și oferă informații prețioase despre dinamica procesului. Dintre acestea se evidențiază următoarele (fig. 11. 96):

- **frontul de desprindere** are aspectul unui abrupt, ilustrând porțiunea rămasă liberă după desprinderea corpului alunecării; el se mai numește și râpă de desprindere; configurația lui în plan poate fi de formă semicirculară, rectilinie, unghiulară, în ghirlandă etc. (fig. 11. 97).

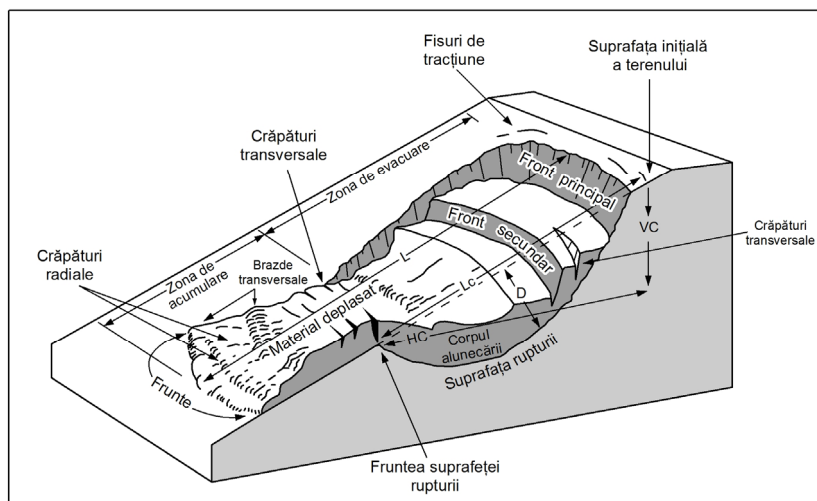


Fig. 11. 96. Elementele unei alunecări de teren; L – lungime; Lc – lungimea de la front la partea inferioară a suprafeței rupturii (HC și VC – componenta orizontală și verticală a acestei lungimi); D – adâncimea de la suprafața terenului până la suprafața alunecării (Cruden și Varnes, 1996, citați de Mann et al., 2012, p. 6)

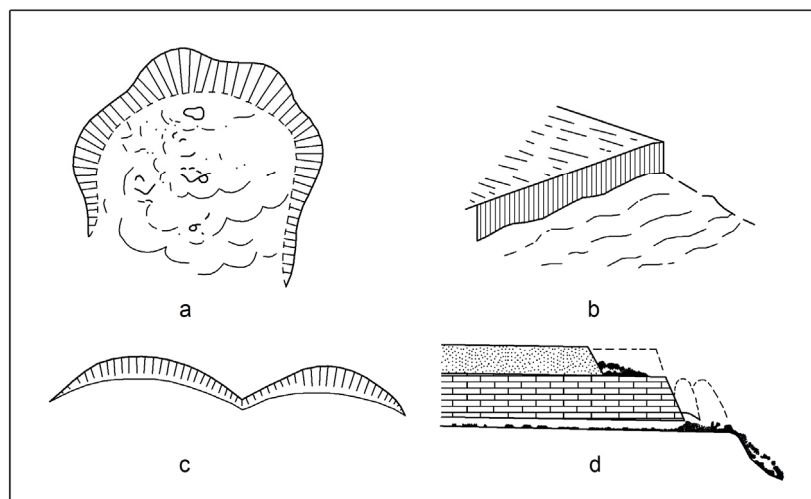


Fig. 11. 97. Tipuri morfologice de fronturi de desprindere: a – semicircular; b – rectiliniu; c – în formă de ghirlandă; d – în formă de trepte (Naum și Grigore, 1974, p. 237)

- **corpul alunecării** reprezintă materialele desprinse și deplasate pe suprafața versantului; în lateral este delimitat de flancurile alunecării;

- **ulucul alunecării** este partea mai coborâtă, aflată între râpa de desprindere și corpul alunecării; pe suprafața lui se pot forma bălți sau lacuri;

- **patul alunecării** reprezintă suprafața pe care a avut loc alunecarea; pentru indicarea lui se utilizează și denumirea de talpa sau suprafața alunecării;

- **flancurile alunecării** sunt cele care delimitează corpul alunecării; în funcție de condițiile locale în cadrul lor se poate deosebi oglinda de fricțiune;

- **fruntea alunecării** sau baza alunecării - este partea inferioară a corpului alunecării;

- **piciorul alunecării** reprezintă intersecția dintre suprafața de alunecare și suprafața morfologică inițială, neafectată de alunecare (Florea, 1979); el poate corespunde cu fruntea alunecării sau poate diferi de aceasta, atunci când corpul alunecării este mai coborât, pe versant (Rădoane et al., 2001).

Alături de elementele menționate, în cadrul unei alunecări de teren se mai pot deosebi: trepte de alunecare, crăpături, râpe de desprindere secundare, taluzuri, încrețituri de refulare etc. (Mac, 1976).

În studiul alunecărilor de teren se iau în considerare mai mulți parametrii metrici:

- **lungimea alunecării** (L) reprezintă distanța dintre frontul de desprindere și fruntea alunecării, măsurată pe linia de cea mai mare pantă;

- **lățimea alunecării** (l) este perpendiculara dusă pe lungime între flancurile alunecării; se utilizează valoarea medie a acesteia, din cauza neuniformității suprafeței ocupate de alunecarea de teren;

- **grosimea alunecării** (h) se măsoară pe o direcție perpendiculară pe versant, între partea superioară a corpului alunecării și patul alunecării;

- **volumul alunecării** se estimează considerând corpul alunecării un paralelipiped cu bază dreptunghi, pe baza următoarei formule (Surdeanu, 1998):

$$V = L \cdot l \cdot h$$

- **suprafața alunecării** se obține prin însumarea suprafeței elementelor alunecării de teren, care apar la zi.

Clasificarea alunecărilor de teren se realizează pe baza a numeroase criterii, cu scopul surprinderii varietăților genetice și morfologice. Cele mai întrebuințate criterii sunt:

- **direcția de producere**: detrusive (de la partea superioară a versantului spre cea inferioară) și delapsive (de la partea inferioară a versantului spre cea superioară) (Pavlov, 1903, citat de Florea, 1979);

- **raportul cu structura**: alunecări consecvente (conform cu direcția de înclinare a stratelor), insecvente (se formează în structuri geologice care au căderea stratelor spre versant, sau în formațiuni stratificate orizontal, ceea ce face ca

suprafața de alunecare să intersecteze stratele sub diferite unghiuri) și asecvente (produse în roci nestratificate) (Savarenski, 1935, citat de Florea, 1979);

- **viteza:** alunecări extrem de rapide ($v > 3$ m/s), foarte rapide (3 m/s – 0,3 m/min), rapidă (0,3 m/min – 1,5 m/zi), moderată (1,5 m/zi – 1,5 m/lună), lentă (1,5 m/lună – 1,5 m/an), foarte lentă (1,5 m/an – 0,06 m/an) și extrem de lentă ($v < 0,006$ m/an) (Sharpe, 1938; Eckel, 1958, citați de Florea, 1979);

- **adâncimea patului alunecării:** alunecări de suprafață (cu adâncimi de până la 1 m), de mică adâncime (1 – 5 m), adânci (5 - 20 m), foarte adânci (peste 20 m) (Savarenski, 1935, citat de Florea, 1979);

- **caracterul stabilității:** alunecări de teren stabile sau consolidate și alunecări active, cu subtipul reluate (când au loc pe suprafețe deja afectate de alunecări) (Mac, 1986);

- **relația cu solul:** alunecări care afectează doar orizontul de sol și alunecări care afectează și rocile în loc (Mac, 1986);

- **caracterul mișcării:** alunecări de teren rotaționale (au planul de alunecare concav și se dezvoltă în roci omogene) și alunecări de translație (deplasarea are loc pe suprafețe de stratificație paralele cu suprafața versantului) (Florea, 1979).

- **forma și aspectul corpurilor de alunecare:** alunecări în brazde, lenticulare, în glimee sau mobile, în pseudoterase, alunecări de tranziție și alunecări complexe (Tufescu, 1966a).

În demersul de clasificare a alunecărilor de teren alături de criteriile prezentate există și alte modalități de a le categorisi. Interesantă este în acest sens gruparea mai multor tipuri de alunecări sau chiar tipuri de deplasare în masă sub denumirea de alunecări datorate cedării masive a rocilor, care afectează îndeosebi versanți montani înclinați (landslides from massive rock slope failure sau prescurtat MRSF) (Evans et al., 2006). Astfel de deplasări sunt influențate de caracteristicile geologice ale substratului, precum și de forma versantului, cea care este legată valoarea pantei. În categoria acestor deplasări se includ: alunecări de roci (rockslide), avalanse de roci (rock avalanches), căderi de roci (rockfalls), spreads etc. (Evans et al., 2006). Conform autorilor citați, inclusiv versanții aparatelor vulcanice sunt predispuși unor astfel de cedări. Depozitele rezultate în urma cedării masive a rocilor, precum și morfologia de detaliu a versantului, oferă informații prețioase pentru identificarea pragurilor de cedare catastrofală; cunoașterea acestora este deosebit de importantă în identificarea pericolelor care însoțesc astfel de hazarduri (Evans et al., 2006), având în vedere pagubele produse și numărul mare de victime înregistrate. Problematika MRSF este pe larg prezentată în lucrarea *Landslide from massive rock slope failure*, din 2006, coordonată de S. G. Evans, G. S. Mugnozza, A. Strom și R. Hermanns.

În România, cel mai utilizat criteriu de clasificare a alunecărilor de teren este acela care pornește de la forma corpurilor de alunecare. Aspectul și forma alunecărilor de teren sunt consecința factorilor care au conlucrat la declanșarea lor, indicând în același timp cauzele care au dus la formarea lor (Tufescu, 1966a).

Conform autorului citat, utilizarea acestui criteriu complex și cu baze genetice, are avantajul că se sprijină elemente vizibile, concrete, măsurabile etc.

Alunecările în brazde afectează doar orizonturile de sol, dacă acestea sunt permeabile și sunt localizate pe un substrat bine fixat (Tufescu, 1966a). Din acest motiv profunzimea lor este de obicei de sub 1 m.

După cum le spune și denumirea aceste alunecări au aspect de brazde rupte unele de altele împreună cu vegetația ierboasă acoperitoare. Spațiile dintre brazde sunt lipsite de înveliș vegetal (fig. 11. 98), ceea ce permite manifestarea pluviodenudației și a denudației peliculare. Întrucât afectează doar solul alunecările în brazde sunt independente de tipul de rocă (Tufescu, 1966a).

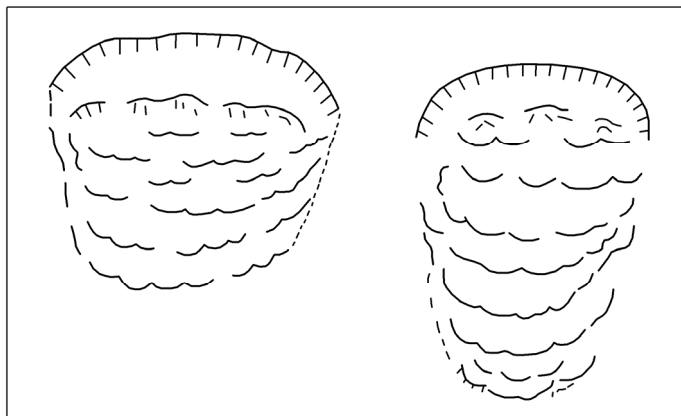


Fig. 11. 98. Alunecări superficiale (Posea et al., 1976, p. 154)

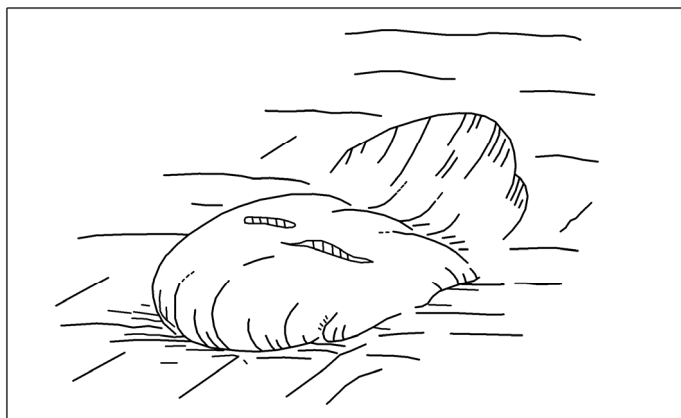


Fig. 11. 99. Alunecare lenticulară (Tufescu, 1966a, p. 236)

Alunecările lenticulare nu sunt nici ele foarte profunde (1 – 5 m adâncime) și se evidențiază prin existența unui abrupt de desprindere și a corpului alunecării sub formă de lentilă (fig. 11. 99). În majoritatea cazurilor ele nu ajung până la partea

inferioară a versantului, ci rămân suspendate pe profilul acestuia. Terenurile cele mai susceptibile, pentru declanșarea acestor alunecări sunt cele alcătuite predominant din argile și marne. În prezența apei aceste roci gonfleză, își măresc volumul și apoi alunecă, dacă versanții au declivități de până la 12 – 15°. O dată declanșate alunecările lenticulare afectează și roca de la partea inferioară a solului (Tufescu, 1966a).

Alunecările de tip glinee sunt profunde, patul alunecării fiind localizat la adâncimi de 20 – 50 m. Suprafețele afectate de acestea sunt extinse depășind de obicei valoarea de 200 – 300 ha.

Râpa sau cornișa de desprindere are aspectul unui abrupt foarte înclinat, a cărui altitudini relative ajung la 50 – 70 m (fig. 11. 100).

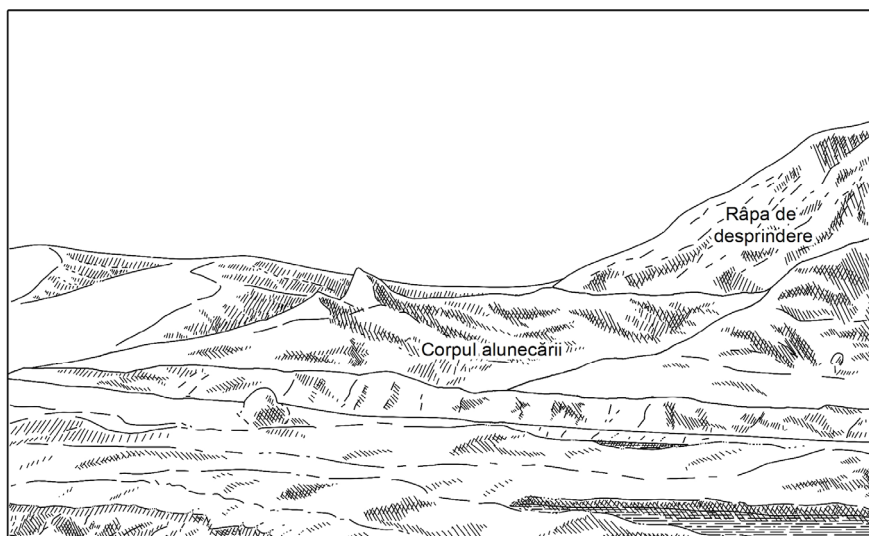


Fig. 11. 100. Alunecarea de tip glinee de la Suatu (Roșian, 2020, p. 356)

Elementele corpului de alunecare de formă conică, piramidală sau trapezoidală, denumite glinee, movile, gruieti, gâlme sau monticuli, se dispun în șiruri aproximativ paralele cu râpa de desprindere (fig. 11. 101). Dimensiunile altitudinale ale acestora variază de la câțiva metri până la 30 – 45 metri sau chiar mai mult (Roșian, 2020). Numărul șirurilor este în funcție de amploarea procesului de alunecare; uneori este prezent unul singur, dar de obicei apar două sau trei, iar în cazuri excepționale șase, așa cum este în cazul alunecării de la Saschiz (Gârbacea, 1964). Glineele sau monticuli, ca elemente componente ale corpului alunecării, prin parametrii lor morfometrici, sunt în contrast cu înclinarea generală a versantului (Roșian, 2009). Acest fapt este datorat unor obstacole, care au frânat cu bruscete, corpul alunecării în deplasarea lui (Tufescu, 1966a). Autorul citat notează în continuare că, obstacolul pe care se oprește alunecarea poate fi structural (un capăt de strat mai dur sau de aceeași duritate, dar, care fiind consolidat nu se lasă antrenat de alunecare) sau morfologic

(terasă fluvială, pseudoterasă sau chiar albia majoră). Astfel de condiții demonstrează existența unor viteze mari ale alunecării și prezența apei freatice în exces, cea care lubrifică puternic patul alunecării (Tufescu, 1966a).

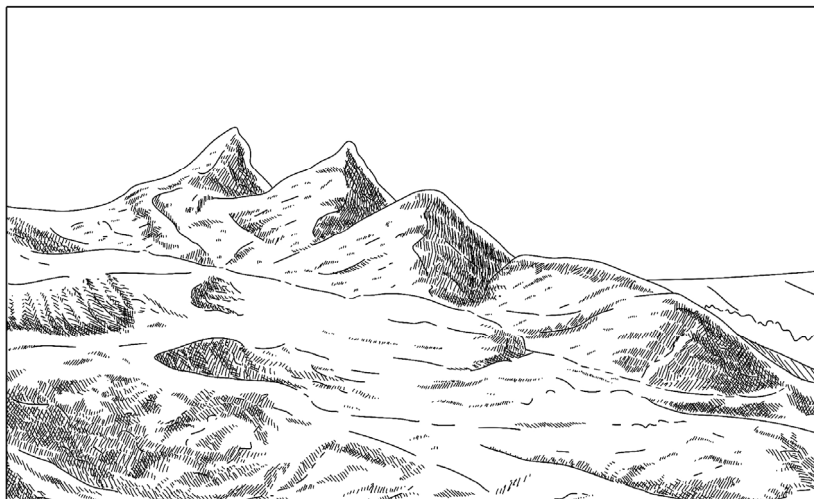


Fig. 11. 101. Glimeele alunecării de la Suatu (Roșian, 2020, p. 357)

În cazul acestui tip de alunecare, între râpa sau cornișa de desprindere și corpul alunecării se evidențiază prezența unui uluc depresionar. În cuprinsul acestuia se pot forma lacuri permanente sau temporare, pe malurile cărora se dezvoltă o vegetație specifică terenurilor cu exces de umiditate.

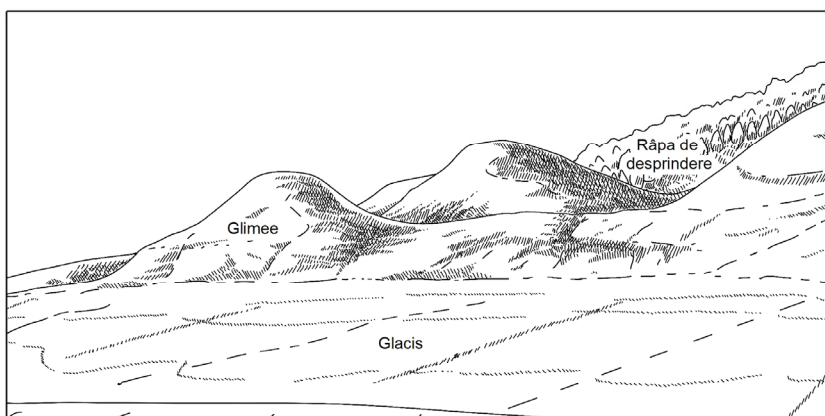


Fig. 11. 102. Glimeele de pe versantul drept al Văii Lechința din aval de Sânmărtinu de Câmpie (Roșian, 2020, p. 358)

La partea inferioară a alunecărilor de tip glimee se află fruntea alunecării. Ea este reprezentată de primele șiruri de monticuli, care de cele mai multe ori nu pot fi

delimitate cu exactitate, din cauza modelării, până la distrugere completă, de către procese geomorfologice ulterioare alunecării (pluviodenudație, denudație peliculară, alunecări superficiale, intervenție antropică în scopul introducerii terenurilor respective în circuitul agricol etc.) (Roșian, 2020). În consecință, partea inferioară a alunecării se integrează glacisului format la baza versantului (fig. 11. 102), la contactul cu terasele fluviale sau cu lunca.

Cele mai cunoscute alunecări de acest tip se întâlnesc în Depresiunea Transilvaniei, unde se remarcă cele de la: Șaeș, Saschiz, Movile, Cornățel, Romanești, Biia, Secășel, Urmeniș, Suatu, Band, Șăulia, Strugureni, Sâmboeni, Fânațele Clujului, Sălicea, Șoimeni, Vultureni, Borșa etc.

Relieful generat de alunecările de tip glimee a fost temeinic studiat de către Gârbacea (2013), fapt care i-a permis ajungerea la următoarele concluzii: sunt poziționate în jumătatea sau treimea superioară a versanților; deplasarea corpului alunecării are loc pe distanțe relativ reduse; în funcție de structură, alunecările de tip glimee sunt consecvente și insecvente; se formează pe depozite geologice caracterizate de alternanță litologică; în Depresiunea Transilvaniei sunt frecvente pe depozite sarmațiene; glimeele consecvente se caracterizează printr-o deplasare translațională și nu rotațională; mișcările care au dus la formarea glimeelor au fost extrem de rapide și foarte rapide; vârsta glimeelor este de ordinul miilor de ani; cauzele principale ale formării lor fiind degradarea permafrostului de la sfârșitul tardiglaciului și perioadele umede din holocen; în timpul mișcării pe versant, consecventă în raport cu înclinarea stratelor, masa afectată de alunecare se fragmentează în fâșii, din care se configurează ulterior șirurile de alunecare (alcătuite din monticuli și culmi alungite), care sunt transversale față de sensul în care s-a produs deplasarea, toate acestea fiind rezultatul direct al deplasării și fragmentării terenului versantului alunecat; după producerea alunecării, care are loc într-o singură fază, nu mai au loc alte deplasări analoage de-a lungul suprafeței de alunecare, iar modelarea ulterioară se rezumă la aplatizare prin denudație a formelor pozitiv, la care se adaugă acumularea materialelor în depresiunile longitudinale și transversale dintre șirurile de glimee; nu există nici un proces geomorfologic ulterior deplasării, care să determine formarea de monticuli; diferențele referitoare la altitudinea relativă a glimeelor, care descrește dinspre râpa de desprindere se explică nu prin faze mai recente de formare, ci prin unghiul care există între înclinarea suprafeței de alunecare, mai redusă, și declivitatea reliefului inițial, al versantului, mai mare, ceea ce face ca volumul și grosimea maselor deplasate să fie mai reduse spre sectorul frontal al arealului de glimee (Gârbacea, 2013).

Alunecări în trepte sau pseudoterase sunt și ele alunecări profunde (5 – 30 m, sau chiar mai mult), extinse pe suprafețe mari (de la zeci până la sute de ha), care se formează pe versanți cu înclinări de peste 20° (Tufescu, 1966a). În componența lor intră o râpă de desprindere rectiliniară, mai jos de care se află corpul alunecării,

îndepărtat destul de puțin din locul de desprindere, dispus sub formă de trepte (fig. 11. 103). Aceste alunecări de teren fac parte din categoria celor care se deplasează în pachet, pe un pat umectat până la plasticitate, ceea ce determină ca structura internă a corpului alunecării să nu fie deranjată; raportat la structură ele sunt alunecări consecvente, care se produc pe terenuri alcătuite din strate slab înclinate sau orizontale (Tufescu, 1966a).

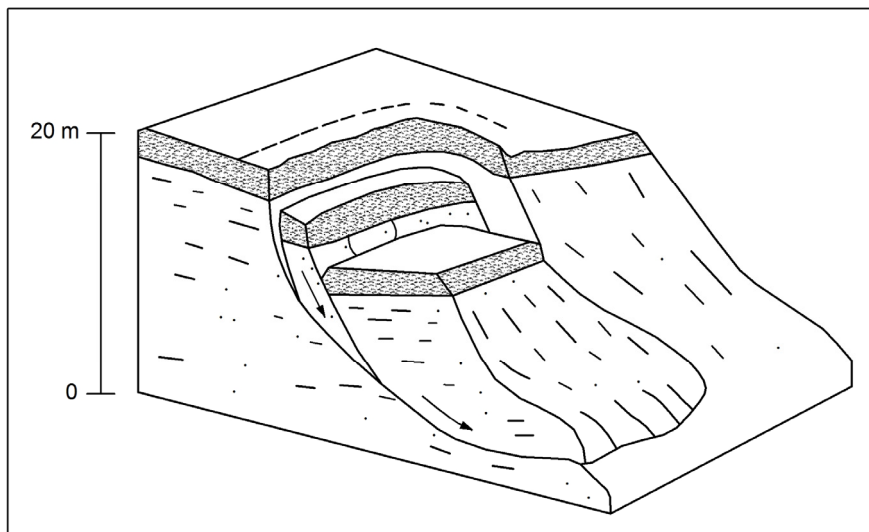


Fig. 11. 103. Alunecări de teren în trepte (Cruden și Varnes, 1996, p. 53)

Alunecările de tranziție nu pot fi încadrate cu exactitate unui tip anume, fiind mai degrabă, după cum le spune și denumirea alunecări de trecere sau intermediare. În categoria lor se includ alunecările surpări și alunecările de tip curgere.

Alunecările-surpări afectează îndeosebi depozite cu succesiuni de strate plastice (alcătuite predominant din marne și argile) și strate mai consolidate (de tipul gresiilor și conglomeratelor) sau alcătuite din roci necimentate (nisipuri, pietrișuri) (Tufescu, 1966a). Inițierea procesului de alunecare are loc prin alunecarea formațiunilor moi din bază, pentru a se continua apoi cu ruperea și surparea orizonturilor de roci mai tari, de deasupra (Mac, 1976). Ele se produc pe malurile râurilor, fronturile falezelor și la obârșia râurilor. Morfologia rezultată în urma acestor alunecări se prezintă sub forma unui microrelief cu numeroase trepte și crăpături transversale (Tufescu, 1966a).

Alunecările de tip curgere se produc în depozite alcătuite din argile și marne, care în condiții de supraumectare încep să alunece pe un pat de alunecare, pentru ca apoi, pe măsură ce se deplasează spre partea inferioară a versantului, să se transforme într-o curgere noroioasă (fig. 11. 104) (Grecu și Palmentola, 2003). Astfel de transformări sunt posibile prin contribuția apei, care bălind pe viitorul corp de

alunecare, ajunge în interiorul lui sporindu-i fluiditatea, pe măsură ce el se deplasează.

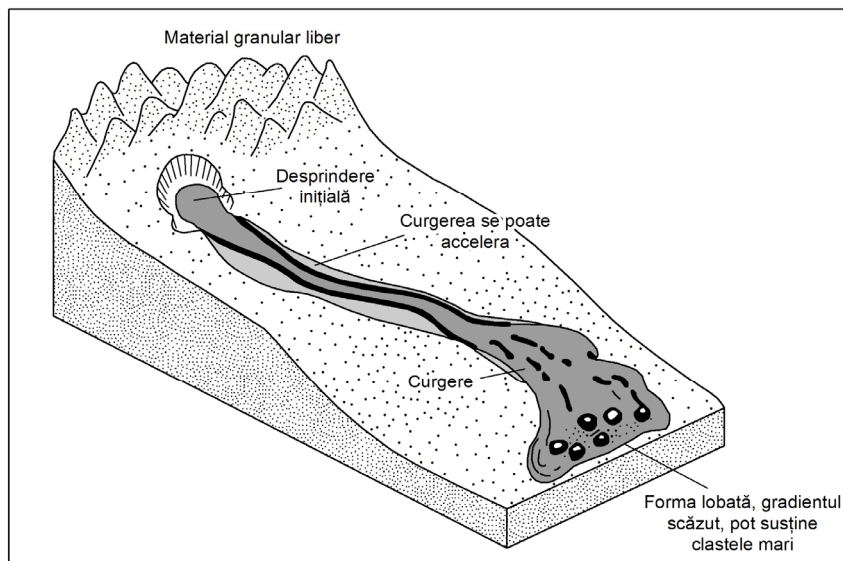


Fig. 11. 104. Alunecare de tip curgere (Ibsen et al., 1997, p. 203)

Alunecările de teren complexe sunt rezultatul producerii pe același versant a mai multor alunecări atât ca tip, cât și ca număr. În teritoriile afectate pe scară largă de alunecări de teren se pot individualiza versanții de alunecare și alunecările de vale (Tufescu, 1966a).

Versanții de alunecare se formează în situația în care alunecările de teren se extind și ocupă întreaga suprafață a unui versant. De obicei pe suprafața acestor versanți se întâlnesc majoritatea tipurilor de alunecărilor de teren, cu toate că există și posibilitatea să se repete același tip de alunecare pe arii extinse. În cazul în care versantul este alcătuit din roci cu durități diferite dispuse succesiv, declanșarea mai multor tipuri de alunecări este pusă în primul rând pe seama raportul cu roca. Spre exemplificare, la partea superioară a unui versant unde există un orizont de loess se pot forma alunecări-surpări, mai jos unde predomină argilele se pot forma alunecări lenticulare, iar pe orizonturile de roci mai dure din partea mediană (gresii) se pot forma brâne sau trepte structurale, pe care se pot opri alunecările, creându-se altfel etaje de alunecări (Tufescu, 1966a).

Alunecările de vale nu se produc doar pe unul dintre versanți sau la obârșia văii, ci prin amploarea lor afectează întreaga vale, prin contopirea într-un tot unitar, care se deplasează în lungul văii (Tufescu, 1966a). Conform sursei citate, este vorba de o înaintare inegală și în etape pe porțiuni, la care contribuie și apele provenite din precipitații, caracterizate fiind de un regim de scurgere torențial pe

versant (fig. 11. 105). Termenul de alunecare de vale a fost introdus de către Mihăilescu (1959), cel care include în această categorie alunecările de la Strâmbu pe Cricovelul superior, de la Bezdidel (lângă satul Diaconești) și de la Bădila de pe Valea Buzăului.

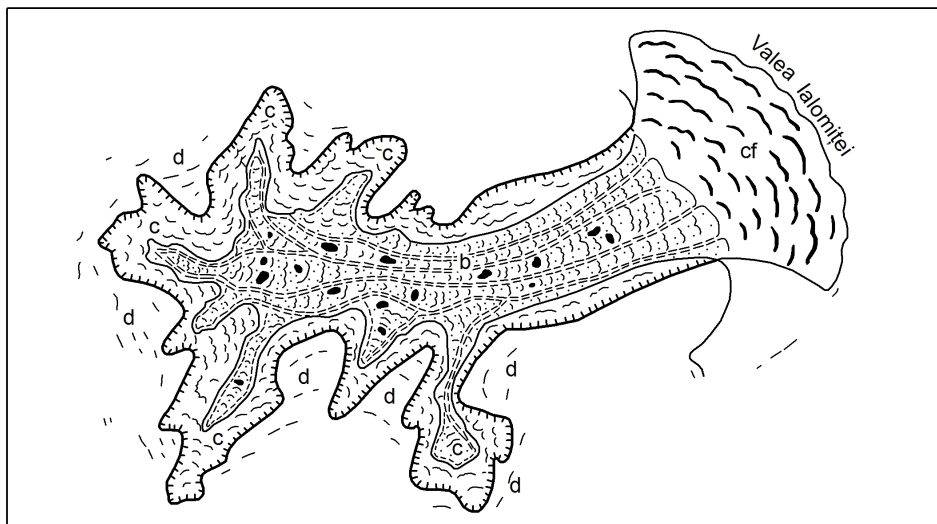


Fig. 11. 105. Alunecare de vale (Valea Pucioasei); c – obârșii de alunecare; b – limba principală a alunecării; cf – conul frontal; d – porțiuni pregătitoare de alunecări; linii întrerupte – crăpături longitudinale (Mihăilescu, 1959, citat de Tufescu, 1966a, p. 248)

Marea diversitate a alunecărilor de teren, așa cum a fost prezentată anterior, nu permite absolutizarea unui criteriu unic de clasificare. Înseamnă că fiecare alunecare de teren prezintă caracteristici care o pot inventaria după mai multe criterii. De exemplu, o alunecare profundă, de tip glimee, s-a produs brusc (viteză mare de deplasare) în Pleistocen (alunecare veche), este consecventă față de înclinarea stratelor, s-a format pe un plan de stratificație, fiind o alunecare de translație, care în actualele condiții este stabilă per ansamblu, cu toate că sunt posibile alunecări superficiale pe monticoli (Grecu și Palmentola, 2003).

e. Procesele de deplasare prin curgere afectează atât depozite uscate, cât și supraumectate cu apă.

Deplasarea prin curgerea sfărâmăturilor este un proces geomorfologic caracteristic regiunilor aride și semiaride, precum celor lipsite de un înveliș vegetal și edafic, din teritoriile montane. Asemenea procese sunt favorizate de prezența unui orizont de dezagregare consistent, alcătuit din elemente rotunjite, dispuse pe versanți cu înclinare de 15 – 25°.

Ele sunt cunoscute și sub denumirea de *debris flow*, proces care se referă la deplasările de materiale uscate sau în amestec cu apă, sub forma unui flux continuu,

cu aspect de fluid, dirijat de gravitație (Takahashi, 2007). Curgerile de sfărâmături, alături de semnificația lor procesuală, în evoluția versanților și în geneza unui relief specific, prezintă importanță și prin pagubele și distrugerile provocate. Rapiditatea cu care se manifestă aceste procese determină pierderi de vieți omenești și rănirea multor persoane, la care se adaugă: distrugerea caselor, gospodăriilor, căilor de comunicații, terenurilor agricole, fermelor pentru creșterea animalelor, sistemelor de alimentare cu apă etc. (Jakob și Hungr, 2005b).

Declanșarea curgerilor de sfărâmături este cauzată de variațiile de temperatură, din masa fragmentelor de rocă, cele care conduc la dilatări și presiuni inegale între acestea; se adaugă apoi și aportul suplimentar de sfărâmături din roca în loc; toate acestea determină creșterea încărcăturii și litosegregarea în funcție de greutatea specifică, pentru ca în cele din urmă să rupă echilibrul staționar al depozitelor (Mac, 1986).

Procesul de curgere a sfărâmăturilor se manifestă areal, ceea ce face ca suprafața versanților afectați să aibă aspect haotic. Dacă sfărâmăturile se concentrează, în deplasarea lor, de-a lungul unor aliniamente rezultă torenți uscați, care prin repetarea procesului formează văi de pietre (Mac, 1986); la partea inferioară a acestora se dezvoltă conuri vaste și aplatizate (fig. 11. 106), constituite din materialele transportate (Takahashi, 2007; Huggett, 2017).

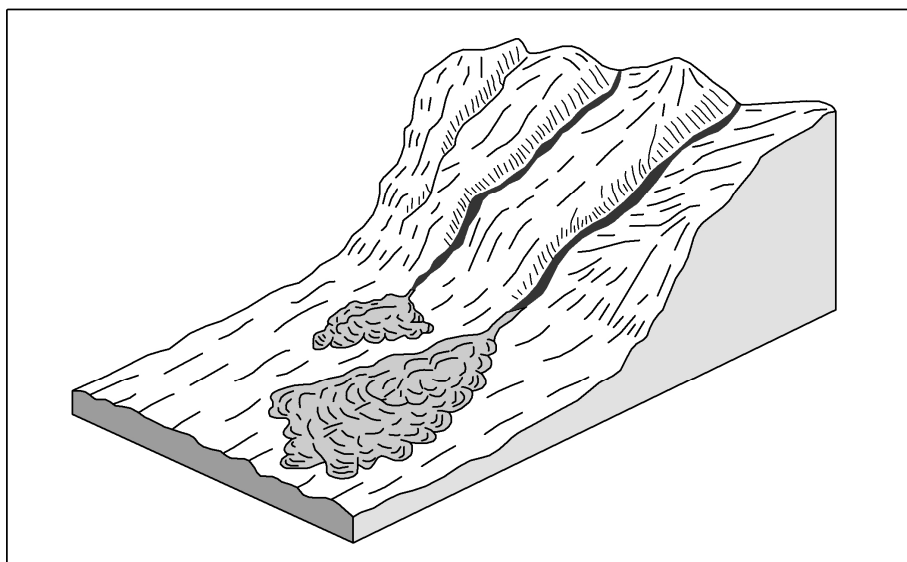


Fig. 11. 106. Curgerea sfărâmăturilor (Huggett, 2017, p. 188)

Porniturile de nisip sunt specifice îndeosebi regiunilor deșertice și semideșertice, plajelor înclinate, versanților alcătuiți din gresii și conglomerate și părții inferioare a platourilor supuse retragerii.

Manifestarea procesului are loc selectiv fiind influențat de granulometria particulelor componente ale depozitelor de nisip; elementele mai grosiere se deplasează pe distanțe mai mari, pentru ca cele mai fine să înainteze mai puțin. Aceste procese conduc la formarea taluzuri sortate la baza abrupturilor (Mac, 1986).

Curgerile noroioase sunt rezultatul înmuierii cu apă până la suprasaturare, a unor materiale impermeabile, dar avide de apă, cum sunt, de exemplu, argilele. Alături de cerința menționată este necesară existența unor excavații sau a unor crăpături la partea superioară a terenului, care să favorizeze acumularea apelor provenite din precipitații și pătrunderea lor în profunzime; în același timp, panta de curgere trebuie să fie accentuată ($15 - 20^\circ$), vegetația să fie rară, iar precipitațiile să fie însemnate cantitativ și de durată (Mac, 1976).

Curgerea materialelor suprasaturate cu apă se produce relativ rapid, antrenând și resturi de altă natură, cum ar fi material lemnos și alte resturi de vegetație (fig. 11. 107).

Elementele unei curgeri noroioase sunt următoarele:

- *bazinul de alimentare*, în formă de amfiteatru, reprezintă suprafața de pe care se alimentează curgerea noroioasă;
- *canalul de curgere*, cu aspect de albie, este cel prin intermediul căruia se scurge noroiul fluid;

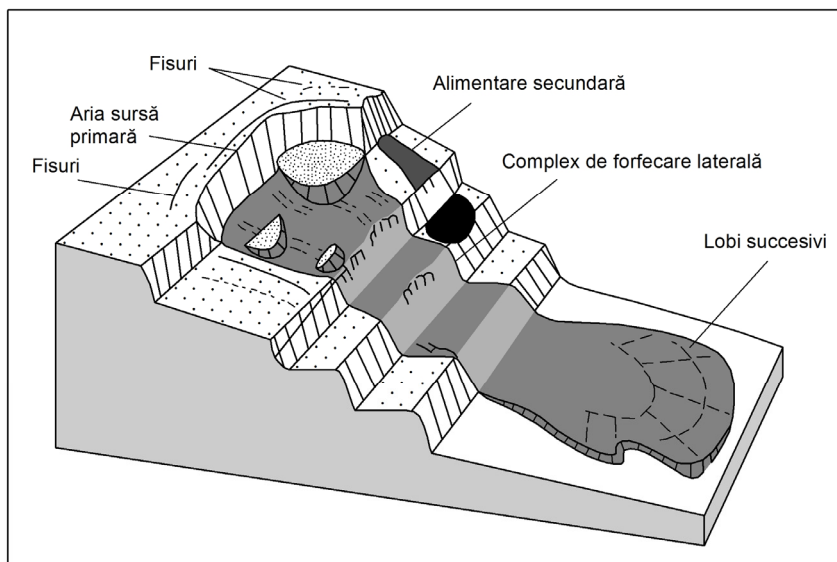


Fig. 11. 107. Curgere noroioasă (Corominas, 1997, p. 104)

- *conul de revărsare* sau de împrăștiere se formează prin acumularea noroiului la baza versantului, pe care s-a produs curgerea noroioasă; în unele cazuri conul lipsește, deoarece materialul din care ar trebui să se formeze se oprește și se consolidează pe canalul de curgere.

Cele mai frecvente curgeri noroioase se înregistrează în regiunile cu climat temperat. Declanșarea lor are loc de obicei primăvara, când substratul este supraumectat cu apa provenită din topirea zăpezilor și de la ploile de lungă durată. În România se formează în Depresiunea Transilvaniei, în Subcarpații de Curbură (Curgerea de la Chirlești), în Câmpia Moldovei etc.

Curgerile de nisipuri umede se produc pe din cauza supraumectării depozitelor specifice. Se ajunge astfel la pierderea coeziunii dintre particulele de nisip prin îndepărtarea lor unele de altele. Un rol important în îmbibarea nisipurilor cu apă îl are dispunerea acestora peste strate impermeabile, ceea ce favorizează umectarea lor până la suprasaturare. Limita superioară a umidității nisipurilor este de 13-14% (din masa lor); când această limită este depășită nisipurile capătă proprietăți asemănătoare lichidelor, curgând (Josan et al., 1996).

Curgerea este influențată de înclinarea terenului și dimensiunea particulelor de nisip, în sensul că cele fine și rotunjite curg la o umezire mai redusă, comparativ cu cele mari și colțuroase, care au nevoie de o umezire mai puternică pentru a se deplasa (Mac, 1986).

Aceste procese conduc la teșirea formelor de relief, întrucât nisipurile aflate în această stare nu pot menține forme de relief cu declivități mai mari de 5 – 10° (Josan et al., 1996).

Solifluxiunea reprezintă un proces geomorfologic lent, care presupune deplasarea a unor orizonturi de sol saturate cu apă, de unde aspectul de masă noroioasă (molisol), peste substratul rămas înghețat (pergelisol) (fig. 11. 108). Este un proces specific condițiilor periglaciare.

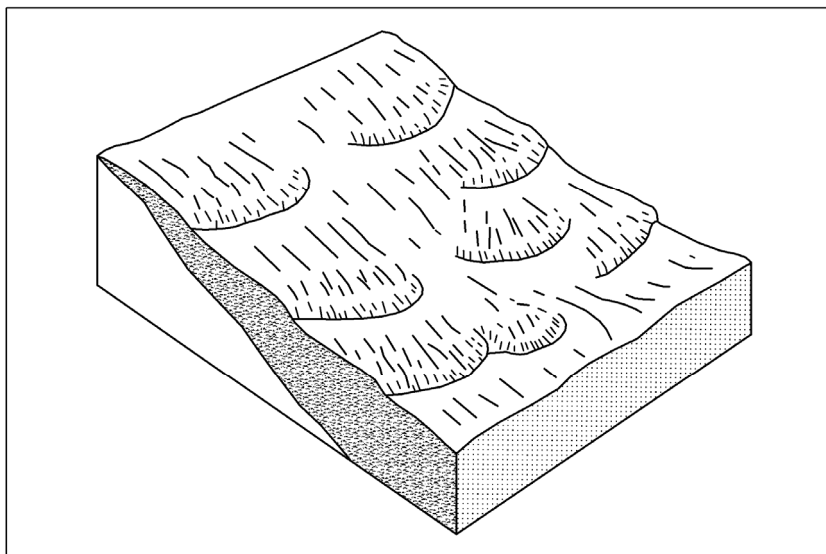


Fig. 11. 108. Solifluxiune (Summerfield, 2013, p. 171, adaptat după Varnes, 1978)

Termenul de solifluxiune a fost propus de Anderson (1906), cel care a descoperit acest proces în teritoriile cu climat polar, semnificația lui venind de la specificul fenomenului de curgere pe o suprafață înghețată. Procesul de solifluxiune este rezultatul dezghețului ciclic care afectează partea superioară a substratului geologic și solul.

Dintre condițiile necesare producerii solifluxiunii se pot menționa: alcătuirea substratului din particule fine, perioade îndelungate cu îngheț-dezgheț și existența unui substrat înghețat, cu declivitate redusă, peste care materialul dezghețat și supraumectat să de deplaseze (Mac, 1976). Pentru desemnarea solifluxiunii se folosesc și termenii de gelifluxiune sau congelifluxiune.

Condiții favorabile pentru afirmarea proceselor de solifluxiune există în regiunile cu climatul polar și subpolar (în scurta perioadă a dezghețului de vară), în cele temperate cu ierni aspre (în timpul dezghețului de primăvară), în munții înalți din celelalte climate unde îngheț-dezghețul are loc frecvent (Roșian, 2017).

În condițiile date solifluxiunea „începe dinspre suprafața terenului, unde se dezgheață un prim orizont, care va curge pe cel rămas înghețat; la o nouă dezghețare, într-un orizont mai adânc, se va realiza o altă deplasare pe substratul rămas înghețat. Se poate astfel vorbi de o succesiune de suprafețe de alunecare situate, progresiv, la adâncimi din ce în ce mai mari, pe măsura evoluției dezghețului” (Mac, 1986, pp. 84 - 85).

Formele de relief datorate solifluxiunii vor fi în funcție de: adâncimea până la care are loc dezghețul, natura materialului antrenat, configurația terenului etc.; în categoria acestora se înscriu următoarele (Mac, 1976):

- *văluriri* sub formă de zbârcituri, care se produc când pe substratul înghețat (permafrost) materialele înmuiate până la starea semifluidă alunecă ușor, dar inegal, formând încrețituri;

- *mobile solifluxionale* au aspect circular și se formează prin ruperea solului și îngrămădirea elementelor rezultate; când acestea sunt mai aplatizate ele au aspectul lupelor sau lentilelor de solifluxiune;

- *terasetele* sunt rezultatul evacuării neuniforme a solului dezghețat inegal; au aspectul unor trepte

Solifluxiunea se poate produce și pe suprafețe cu valori ale înclinării de doar 2 – 3°, generând forme de tipul ridurilor, ondulațiilor, mărghilelor și brazdelor înalte de până la 0,5 m etc.

f. Deplasările de teren complexe le includ pe cele care se produc prin conlucrarea unui număr mare de factori și variabile.

Deplasarea de tip creep sau creeping se referă la mișcările independente, unele de altele, ale particulelor fine, din componența substratului geologic și a solului, ceea ce determină redistribuirea lor (fig. 11. 109).

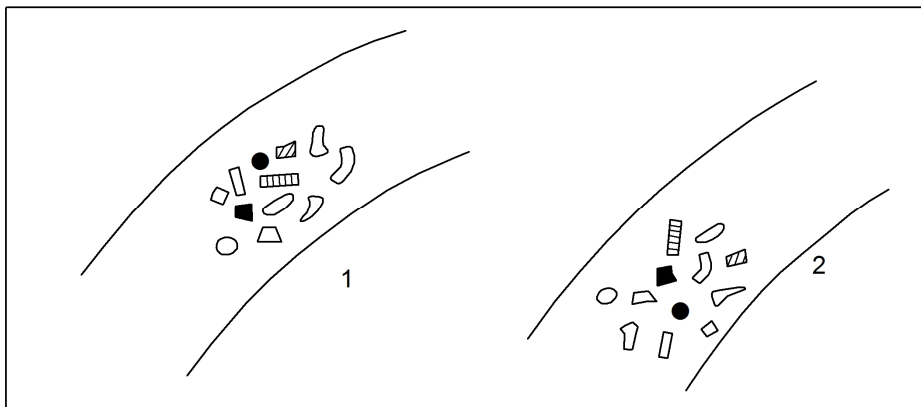


Fig. 11. 109. Reprezentarea schematică a schimbării poziției particulelor prin procesul de creep (Derruau, 1956, citat de Tufescu, 1966a, p. 205)

Termenul a fost introdus de Gotzinger (1907) pornind de la semnificația cuvântului din limba engleză *creep*, care înseamnă a se târî, a se furișa ascuns.

Mișcarea lentă a particulelor din componența substratului depinde în fiecare moment și pentru fiecare particulă de circumstanțele locale și întâmplătoare, neexistând niciodată cumulare de viteză și, deci, accelerarea mișcării, motiv pentru care o dată puse în mișcare individual, particulele se și opresc imediat (Mac, 1986). Viteza de deplasare a particulelor cu toate că este lentă, se dovedește mai activă la suprafața terenului și mai atenuată în profunzime. Creep-ul se întâlnește îndeosebi pe terenuri cu declivitate redusă și acoperite cu vegetație.

Cauzele acestui proces geomorfologic complex sunt numeroase: variațiile termice, hidratarea, îngheț-dezghețul, capilaritatea, infiltrarea apei, creșterea rădăcinilor, activitatea viețuitoarelor din sol (Mac, 1986; Cioacă, 2006).

În funcție de granulometria materialului deplasat a deosebite trei tipuri de creep (Sharpe, 1938, citat de Rogers și Chung, 2016):

- *creep-ul de sol* (soil creep) reprezintă o deplasare lentă, spre partea inferioară a versantului, a orizonturilor de sol. El determină formarea de microterase, cu altitudini relative de câțiva centimetri, desfășurate pe suprafața versantului și dispuse paralel cu izohipsele;
- *creep-ul de taluz* (talus creep) afectează taluzurile alcătuite din grohotișuri, a căror elemente constituente se deplasează lent, din cauza ritmicității unor procese naturale;
- *creep-ul rocilor* (rock creep) se referă la mișcarea lentă, care are loc piatră cu piatră. Acesta are loc în depozitele de sfărâmături lipsite de coezivitate, unde se manifestă prin rearanjarea elementelor; în categoria lui se includ pietrele glisante.

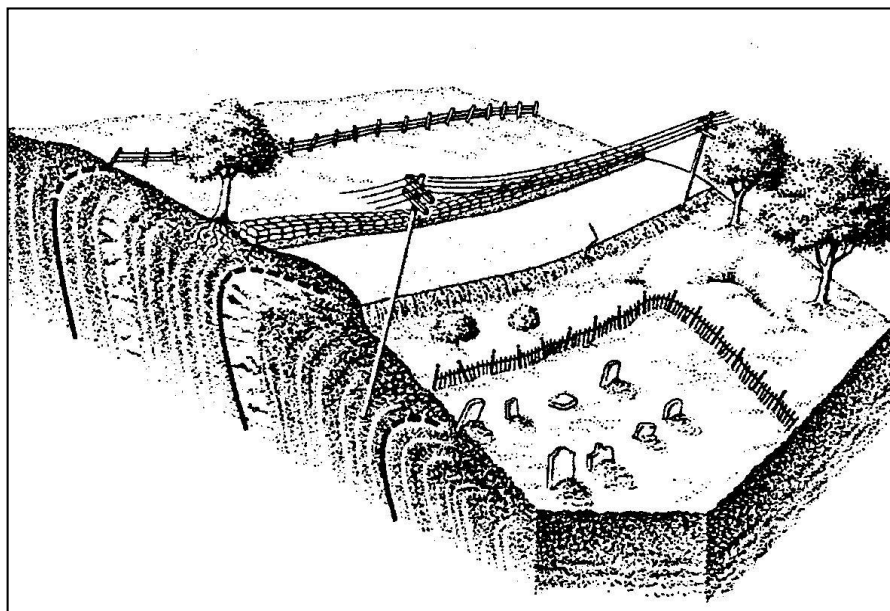


Fig. 11. 110. Efectul creep-ului asupra îndoirii stratelor
(Sharpe, 1938, citat de Cioacă, 2006, p. 177)

Creep-ul determină ondulări ale suprafeței terenului (fapt vizibil în dispunerea cuverturii edafice și vegetale), deformarea suprafețelor construite, înclinarea și curbarea arborilor, înclinarea stâlpilor etc. (fig. 11. 110). Curbarea arborilor de pe versanții afectați de creep a fost numită de Schmidt (1955, citat de Cioacă, 2006) pădure beată. Se explică și pe această cale că procesul de creep se atenuează dinspre suprafață spre adâncime. Datorită creep-ului, în partea din amonte a copacilor se poate forma un mic val de sol (Achim, 2016).

Acest proces poate interacționa cu altele, mai mult sau mai puțin asemănătoare, cum se întâmplă de pildă în teritoriile semiaride, unde creep-ul poate trece cu ușurință în alunecare de teren, sau în cele periglaciare unde se poate transforma în solifluxiune (Posea et al., 1976).

Încovoierea capetelor de strate este un proces morfogenetic de durată, dificil de observat dacă terenul este acoperit cu vegetație sau construcții (Florea, 1979). Potrivit sursei citate, prezența lui este semnalată când pe versant se întâlnesc copaci deviați de la poziția lor verticală, garduri și stâlpi înclinați, clădiri, ziduri de sprijin sau fundații deplasate ori rupte, șosele sau căi ferate deranjate, dar fără ca pe suprafața terenului să existe deformări vizibile.

Chiar dacă prin raportare la obiectivele antropice consecințele încovoierii capetelor de strate sunt asemănătoare cu cele ale creep-ului, cele două procese nu sunt similare. Există însă posibilitatea, ca inițierea încovoierii capetelor de

strate să fie datorată creep-ului, lucru care se întâmplă frecvent (Bierman și Montgomery, 2013).

Condițiile care trebuie îndeplinite pentru producerea încovoierii capetelor de strate sunt următoarele: înclinarea stratelor până aproape de verticală, alternanța stratelor alcătuite din roci cu durități și permeabilități diferite și supraîncărcarea capetelor de strate cu pături de meteorizație instabile, care în deplasarea lor gravitațională, imprimă asupra capetelor de strat presiuni laterale, conform cu direcția înclinării (Mac, 1976).

Încovoierea capetelor de strate, după ce anterior au fost degradate de către procesele de meteorizație sau de creep, se realizează fie sub efectul gravitației, care le determină încovoierea sub propria greutate, fie datorită creșterii plasticității, când se deformează în conformitate cu panta.

La încovoierea capetelor de strate contribuie și presiunile exercitate de: deluvii, îngheț-dezgheț, zăpadă, ghețari, activități antropice etc.

Cele menționate demonstrează că un rol important în încovoierea capetelor de strate îl are frecarea dintre formațiunile și elementele care se deplasează pe versant și roca de bază, ale cărei capete de strat se îndoaie (Zaruba și Mencl, 1974).

Încovoierea capetelor de strat este o formă de deplasare în masă, care se consideră că afectează toți versanții, indiferent de conținutul în apă al rocilor (Florea, 1979). Mișcarea care însoțește acest proces este una continuă, fără a se observa un contur clar între materialul în mișcare și cel care rămâne pe loc, motiv pentru care nu se poate delimita o suprafață de alunecare (Florea, 1979), indiferent de amploarea sa.

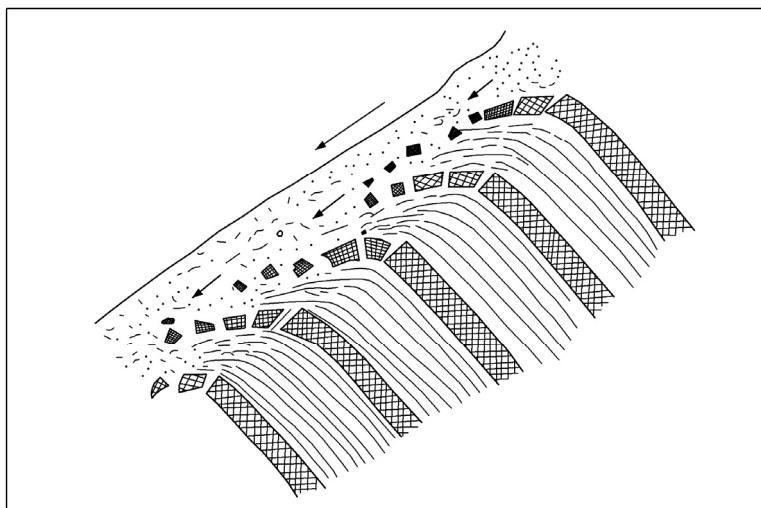


Fig. 11. 111. Coraziunea (îndoirea stratelor prin creeping) (Posea et al., 1976, p. 167)

Coraziunea este acțiunea mecanică a depozitelor pregătite pentru deplasare, asupra suportului lor litologic (Penck, 1924). Ea se manifestă sub forma unei presări, pe

care materialele instabile o exercită la nivelul versantului, conform cu direcția înclinării (fig. 11. 111). Dacă procesul se manifestă intens se formează o inflexiune negativă, cu aspect de văiugă, denumită vale de coraziune. Termenul în cauză așa cum a fost definit de către Penk (1924) nu trebuie confundat cel coraziune, care se folosește pentru indicarea procesului de eroziune, realizat de către vântul încărcat cu particule fine și dure de nisip.

Deraziunea reprezintă un proces complex, de deplasare a terenurilor, care implică coraziunea, în sensul dat de Penk (1924), adică acțiunea mecanică a depozitelor, pregătite și aflate în deplasare, asupra suportului litologic, la care se adaugă apoi alunecarea superficială, spălarea materialului fin în perioadele umede datorită pluvionivației (Mac, 1969) și dispersia particulelor prin spălare (Mac, 1986). Derularea proceselor și mecanismelor menționate are loc în anumite condiții propice, prin manifestarea dezghețului, a deplasării în masă a solului și a substratului dezghețat (Mac, 1969).

În astfel de circumstanțe, deraziunea își face debutul prin coraziune, cea care determină schițarea unei nișe de deraziune, spre care se deplasează apoi materialele libere de pe suprafața versantului (Mac, 1976). Pe această cale are loc creșterea locală a greutateii maselor, ceea ce conduce la sporirea permeabilității pe suprafața versantului și la creșterea umidității la baza depozitului deluvial, format în nișa de deraziune. Toate acestea concură în cele din urmă la amplificarea mobilității materialelor, care în lipsa altei opțiuni se vor deplasa spre partea inferioară a versantului.

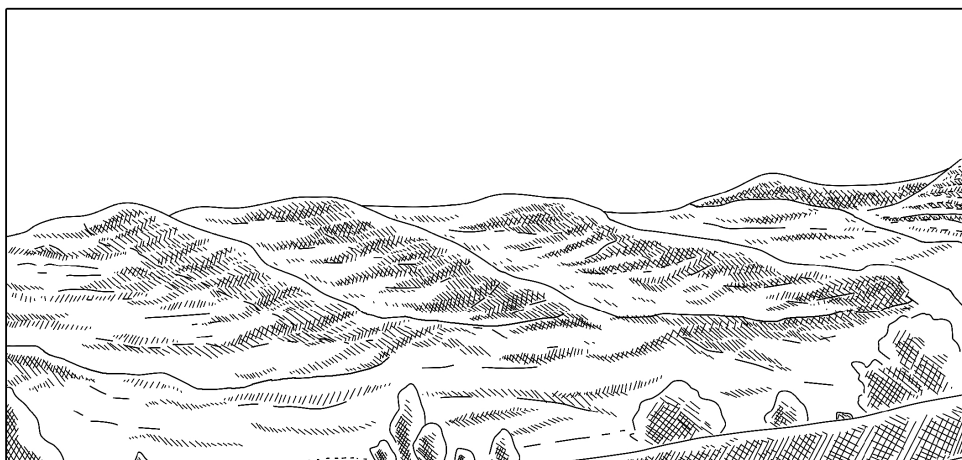


Fig. 11. 112. Văi de deraziune pe interfluviul dintre Șoimușu Mic și Șoimușu Mare (Roșian, 2020, p. 370)

Formele de relief rezultate în urma acestui proces geomorfologic complex sunt reprezentate îndeosebi de amfiteatre și văi de deraziune. Repetarea procesului și extinderea lui pe suprafețe considerabile are ca efect retragerea versanților în detrimentul interfluviilor, care vor primi aspectul unor creste de intersecție (de deraziune), prevăzute

cu de martori deraziune separați de înșeuări. Depozitele rezultate în urma proceselor de deraziune s-au acumulat la baza versanților sub formă de glacisuri (Mac, 1972).

Dintre formele de relief generate de acest proces se remarcă văile de deraziune. Ele au aspectul unor amfiteatre sau bazine ușor elongate (fig. 11. 112), mai mult sau mai puțin largite, cu declivitate uniformă și fund plat, mărginite spre cumpăna apelor de un taluz aproape vertical, pentru ca între ele să fie separate de prelungiri interfluviale în trepte, care se extind până în domeniul glacisurilor de acumulare (Mac, 1972); caracteristică le este absența scurgerii lichide și morfostratigrafia deluvială heterogenă și suprapusă (policiclică) (Pendea, 2005). Acestea sunt delimitate de versanți convecși și concavi (Mac, 1969).

Astfel de forme de relief se întâlnesc pe suprafețe extinse în partea estică a Depresiunii Transilvaniei; mai exact este vorba de următoarele unități morfostructurale: Dealurile Jacodului, Dealurile Praidului și Dealurile Odorheiului. În cuprinsul acestora procesele de deraziune au fost favorizate și de prezența argilelor nisipoase, gresiilor și nisipurilor cu intercalații subțiri de tufuri vulcanice, care au susținut deplasarea materialelor pe versant (Roșian, 2020).

Prin această manieră de lucru a agenților și proceselor se ajunge la un relief specific, denumit de deraziune, în formarea căruia un rol important, alături de litologie (alternanțe de nisipuri, argile, marne, loessuri), îl are și climatul (alternanță sezonieră: cald și uscat, rece și umed), așa cum menționează Pécsi (1966), cel care a introdus în literatura de specialitate termenul de deraziune. Prin intermediul deraziunii Pécsi (1966) a desemnat procesul de modelare a versanților, din partea centrală a Europei, în condiții periglaciare, ca efect comun al solifluxiunii, crioturbației, pluvionivației, criofracției și mișcării gravitaționale a deluviilor pe versanți.

11.2.9. Văile fluviale

Ele sunt atât de comune încât rareori au fost definite, ca atare, de geomorfologi, și în mod straniu, ei au avut tendința de a le trece cu vederea ca forme de relief (Huggett, 2017).

Cu toate acestea, valea fluvială este fără îndoială principala formă de relief rezultată în urma modelării suprafeței terestre prin intermediul râurilor. Dimensiunea și forma văilor este în funcție de: debitul râului (care a drenat-o de-a lungul timpului), petrografie, structură, stadiu de evoluție etc.

Urmărirea atentă a formei principale de relief, rezultate în urma modelării fluviale, și anume valea, evidențiază că procesul geomorfologic care s-a impus în geneza ei este eroziunea. Este cât se poate de adevărat că în cadrul văilor se înregistrează și procese de transport și acumulare, care conduc la formarea unor depozite specifice, doar că la modul general forma de vale este rezultatul eroziunii.

O astfel de afirmație este susținută și de faptul că, în urma persistenței unei albie pe același traseu, o perioadă îndelungată, rezultă o formă de relief complexă,

denumită vale fluvială. Ea este rezultatul adâncirii și migrării laterale a albiei, pe fondul unor condiții tectonice și climatice favorabile. Alături de procesele geomorfologice din cadrul albiilor, la dezvoltarea văilor contribuie și procesele care au loc la nivelul versanților (Roșian, 2017). Fără alte precizări trebuie reținut că valea reprezintă forma principală de relief rezultată în urmă modelării fluviale a scoarței terestre.

Legat de geneza văilor încă din secolul al XVI-lea Leonardo da Vinci (1452 - 1519) a enunțat principiul conforma căruia, văile sunt creația râurilor care le străbat, iar între debitul râului și dimensiunea albiei sale există un anumit raport. La rândul său Playfair (1802) publica un enunț, care avea să fie recunoscut mai târziu ca legea lui Playfair, prin care semnala că fiecare râu este format dintr-un curs principal, alimentat de mai mulți afluenți, fiecare curgând printr-o vale proporțională cu mărimea sa și toate la un loc formând un sistem de văi legate între ele și cu pante de curgere atât de exact ajustate, încât nici una din confluențele cu valea principală nu se realizează într-un punct nici mai înalt, nici mai coborât; împrejurarea ar fi extrem de improbabilă dacă aceste văi nu ar constitui oprea râurilor care curg prin ele. Conform celor menționate dimensiunea văii reflectă cantitatea de apă care se scurge prin ea (Chorley et al., 1984).

Formele de relief componente ale unei văi, pornind de la partea inferioară spre cea superioară sunt: albia, lunca, terasele și versanții (fig. 11. 113). Cert este că nu îi obligatoriu ca toate elementele menționate să fie prezente în secțiunea transversală a unei văi; unele pot lipsi, iar altele se pot repeta (Roșian, 2017). De exemplu, la câmpie valea este alcătuită doar din albie și luncă, versanții lipsind cu desăvârșire, în timp ce la munte are în componență doar din albia și versanții (mă refer la sectoarele în care lunca și terasele nu s-au format). Indiferent câte dintre aceste forme sunt prezente, analizate în profil transversal ele diferă de la un sector la altul, în funcție de structură, litologie, stadiu de evoluție, modul de formare al văii etc.

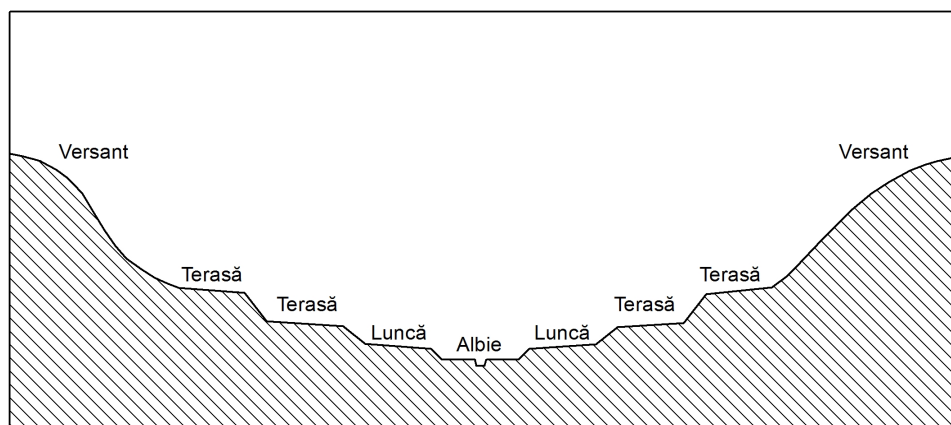


Fig. 11. 113. Elementele unei văi (Roșian, 2017, p. 346)

Conform celor deja notate forma și dimensiunile unei văi diferă în funcție de calibrul râului, alcătuirea substratului geologic, stadiul de evoluție și alți factori locali (Blaga et al., 2014).

Lungimea văilor variază foarte mult începând de la câteva sute de metri (în situația râurilor de ordinul I în sistemul Horton-Strahler), până la câteva mii de kilometri, după cum este în cazul văii Amazonului (ajunge la peste 6.500 km lungime). La rândul ei lățimea variază de la câțiva metri până la zeci de kilometri sau chiar mai mult (la vărsarea în Oceanul Atlantic valea Amazonului ajunge la peste 100 km lățime).

În mod similar cu celelalte tipuri de relief și în cazul celui fluvial se asistă la o evoluție geomorfologică, în cadrul căreia văile se adaptează la structură și litologie, primind o anumită configurație în plan. Definitivarea ei are loc în urma rectificării complexe, ale traseului albiilor, realizată prin intermediul captărilor fluviale. Se ajunge astfel, după o modelare fluvială îndelungată, la o tipologie foarte diversă a văilor. Acestea, prin morfologia lor generală și de detaliu, oferă informații prețioase despre amploarea morfogenezei din domeniul fluvial al modelării suprafeței terestre.

A. Configurația în plan a rețelei de văi

Urmărirea în plan a formei și distribuției văilor permite identificarea mai multor tipuri (Ichim et al., 1989; Grecu, 2018) (fig. 11. 114):

- **rețeaua dendritică** (*dendron* în greacă înseamnă arbore) este caracterizată de faptul că râurile principale și afluenții alcătuiesc o rețea de văi, asemănătoare cu ramurile unui arbore; confluențele râurilor au loc în unghiuri mai mici de 90°, iar o astfel de rețea hidrografică se dezvoltă pe structuri geologice cu rezistență uniformă la eroziune;

- **rețeaua rectangulară** este tipică confluențelor în unghi drept între afluenți și râurile principale; se formează în regiunile alcătuite predominant din roci cristaline fracturate tectonic;

- **rețeaua în gratii** se distinge prin existența unor văi principale dispuse în diagonală, la care se adaugă văi secundare dispuse perpendicular pe acestea; este specifică structurilor cutate și faliat;

- **rețeaua radiară** sau divergentă se formează pe flancurile conurilor vulcanice și a domurilor;

- **rețeaua convergentă** sau *centripetă* este remarcă prin convergența râurilor spre același punct unde se unesc; ea este specifică structurilor cutate sub formă de branhianticlinale, regiunilor afectate de subsidențe, precum și craterelor și caldeirelor vulcanice;

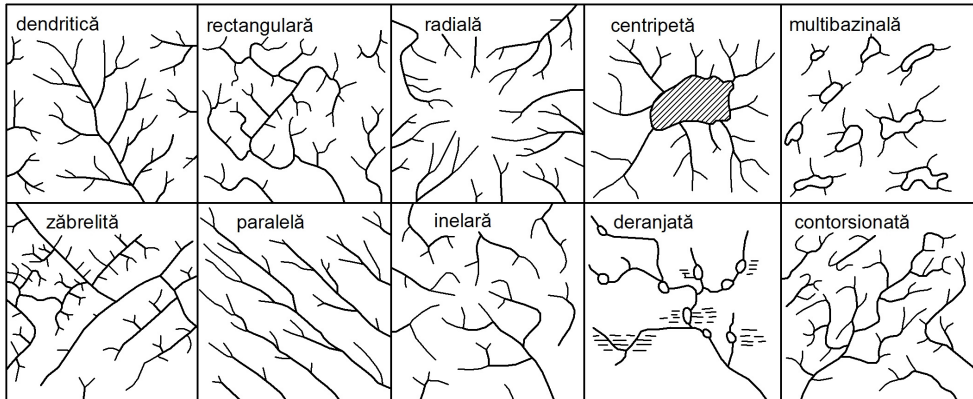


Fig. 11. 114. Tipuri de configurații în plan a rețelei hidrografice
(Zernith, 1932, citat de Ichim et al., 1989, p. 46)

- **rețeaua penată** are aspectul unei pene alungite, afluenții fiind dispuși cam la același unghi ascuțit față de colector;
- **rețeaua multibazinală** este caracteristică regiunilor colinare presărate cu depresiuni, precum și celor carstice;

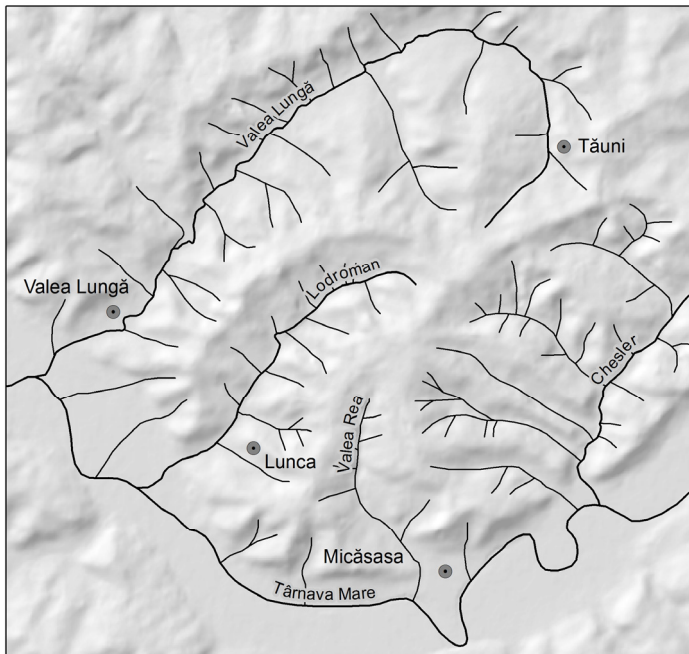


Fig. 11. 115. Adaptarea rețelei hidrografice la structura de tip dom (Roșian, 2017, p. 350)

- **rețeaua zăbreliță** sau sub formă de gratii se evidențiază prin confluențe în unghiuri de confluență drepte sau apropiate de 90°; este specifică regiunilor

fracturate tectonic și structurilor geologice alcătuite din strate cu durități diferite dispuse alternant;

- **rețeaua paralelă** este proprie formațiunilor petrografice dispuse longitudinal;

- **rețeaua inelară** se întâlnește pe structurile de tip dom, unde se dezvoltă pe flancurile acestora; exemple tipice de rețea inelară se întâlnesc pe flancurile domurilor diapire din Podișul Târnavelor (Tăuni, Copșa Mică, Bunești, Rodbav etc.); de pildă, în situația domului Tăuni atât Târnavă Mare cât și afluenții acesteia s-au adaptat structurii respective (Roșian, 2017) (fig. 11. 115);

- **rețeaua modificată antropică** consecința realizării iazurilor, lacurilor de acumulare, precum și regularizării cursurilor de apă în diverse scopuri;

- **rețeaua contorsionată** se dezvoltă din cauza alternanței litologice și a unei tectonici complexe;

- **rețeaua labirint** este specifică regiunilor carstice, mlăștinoase și endoreice (în general aride sau semiaride) unde la precipitații abundente se creează nivele locale de bază;

- **rețeaua mixtă** este cel mai frecvent întâlnită, ea fiind caracteristică regiunilor cu structuri diverse, precum și celor deranjate tectonic.

B. Captările fluviale.

Adaptarea rețelei hidrografice la substratul geologic este un proces complex, care se realizează și prin intermediul captărilor fluviale.

Ele sunt fenomene de remaniere a rețelei hidrografice, care se manifestă prin pătrunderea unui râu, datorită eroziunii regresive, dintr-un bazin hidrografic în altul, până la intersectarea albiei, pe care o captează și îi drenează debitul. Efectul captării este mărirea bazinului hidrografic a râului captator, în detrimentul celui captat.

Captările fluviale deși nu sunt foarte frecvente, ele pot fi recunoscute în majoritatea teritoriilor modelate fluvial. Ele au loc de obicei în regiunile cu valori mari ale densității rețelei hidrografice, care în același timp se raportează la niveluri de bază aflate sub influența mișcărilor tectonice.

Cauzele captărilor sunt numeroase și diferă de la un bazin hidrografic la altul. Conform literaturii de specialitate cele mai importante sunt (Mac, 1976; Posea et al., 1976):

- **panta** favorizează avansarea eroziunii regresive dinspre nivelul de bază spre bazinele de obârșie ale râurilor. Când panta se menține ridicată, în sectorul superior al râului, iar condițiile structurale, litologice și climatice (precipitații lichide însemnate cantitativ) sunt favorabile, atunci eroziunea regresivă se va accentua și cumpăna de ape (limita bazinului hidrografic) va fi împinsă în

detrimentul bazinului hidrografic din apropiere, care se consideră că are pantă mai mică și o dinamică fluvială mai redusă;

- **altitudinea** diferită a nivelelor de bază, proprii celor două râuri, determină ritmuri diferențiate de propagare a eroziunii regresive. Acesta va fi mai activă în bazinul hidrografic cu nivelul de bază mai coborât altitudinal;

- **duritatea rocilor** este cea care introduce diferențieri ale ratei de eroziune fluvială; aceasta din urmă este mai mare pe depozite friabile;

- **stadiul de evoluție a văilor** prezintă importanță prin faptul că un râu aflat în stadiul de tinerețe are mai multă energie potențială, pentru a modela, comparativ cu unul aflat în stadiul de maturitate;

- **lungimea profilului longitudinal** introduce diferențieri în sensul că la aceleași valori ale pantei medii a albiei, râurile mai scurte sunt mult mai dinamice, în direcția extinderii bazinului hidrografic;

- **debitul** influențează îndeosebi prin valoarea sa, dar și prin distribuția din cursul unui an, deceniu, secol etc.;

- **cantitatea de precipitații** prezintă și ea importanță îndeosebi când se corelează cu tipul precipitațiilor și distribuția lor în timp;

- **tipul de sol** și **modul de utilizare al terenurilor** influențează rata și intensitatea eroziunii;

- **mișcările tectonice** sunt cele care dictează dinamica fluvială, prin raportarea râurilor la nivelul de bază;

- **intervenția antropică** participă atât direct (săparea de canale, realizarea de baraje etc.), cât și indirect (modul de utilizare a terenurilor) la dinamica fluvială.

Elementele captărilor sunt în general de natură morfologică. Dintre cele care facilitează reconstituirea evoluției rețelei hidrografice și care în același timp pot fi recunoscute în teren se evidențiază (fig. 11. 116):

- **cotul de captare** se întâlnește mai ales la captările laterale, el fiind rezultatul schimbării direcției cursului captat spre cel captator;

- **șaua de captare** este situată în dreptul cotului de captare, iar în prelungirea ei se găsește vale captată; ea constituie locul pe unde curgea râul captat înainte de remanierea rețelei hidrografice; după un anumit timp de la producerea captării, pe măsură ce râul se adâncește pe noul traseu, șaua apare suspendată față de acesta; în cuprinsul ei se pot observa depozite fluviale care aparțineau râului captat, când el încă mai curgea la acest nivel;

- **defileul de captare** este sectorul în care valea a început să se adâncească după ce a avut loc captarea. Adâncirea este cauzată de adaptarea râului captat la un nou nivel de bază, reprezentat de cel al râului captator; valoarea crescută a pantei, din cadrul defileului de captare este datorată diferenței de nivel dintre râul captator și cel captat;

- **valea decapitată** sau seacă se află în aval de punctul de captare, în prelungirea șei de captare; ea reprezintă locul pe unde curgea râul captat înainte de captare. Analizată în profil transversal ea are aspectul unei văi evoluate, mature, raportat la puterea de lucru a agenților care mai concură la modelarea ei, după producerea captării. În cuprinsul acesteia pot exista chiar și terase fluviale dezvoltate, a căror geneză nu poate fi legată de actualul regim al curgerii, care este unul temporar, ci trebuie admisă existența unui curs mult mai mare de apă, care a fost decapitat (Mac, 1976);

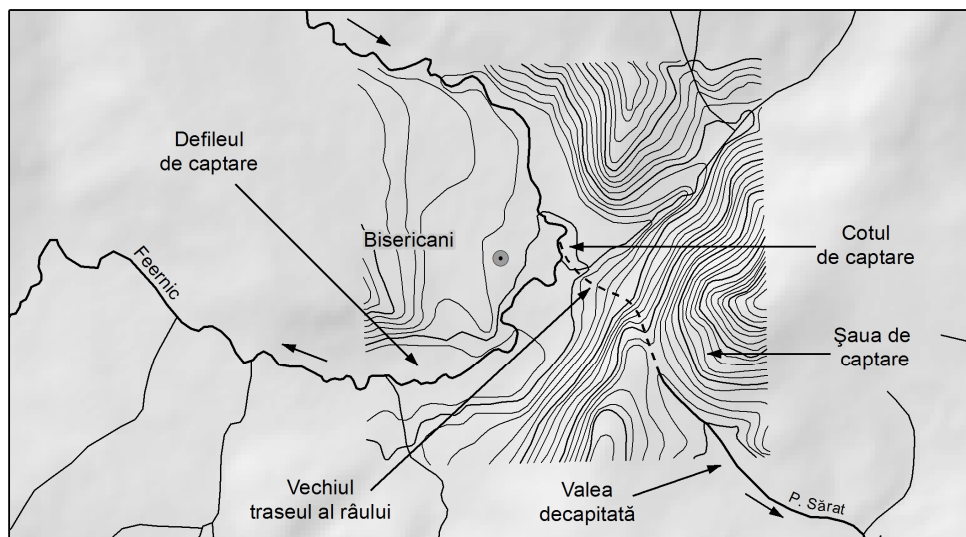


Fig. 11. 116. Elementele unei captări (Roșian, 2017, p. 352)

- **valea captată** corespunde sectorului situat în amonte de captare și aparține anterior râului ale căror ape au fost preluate; după captare ea devine parte a bazinului hidrografic al râului colector (Achim, 2016);

- **valea captatoare** aparține râului care a efectuat captarea.

După cum am precizat anterior, pornind de la elementele unei captări și de la evoluția ulterioară acesteia a văilor implicate se poate reconstitui configurația anterioară a rețelei hidrografice, momentul captării și chiar vârsta acestuia (pe baza analizei poziției altimetrice și a numărului de terase din valea captată).

Clasificarea captărilor se poate efectua după diverse criterii, dintre care mai utilizate sunt: stadiul producerii, locul producerii, modul efectuării, după poziție etc.

În funcție de **stadiul în care se află procesul de captare** se disting următoarele tipuri (Bauling, 1950):

- **captările previzibile** se pot realiza într-un viitor nu prea îndepărtat;
- **captările iminente** sunt cele care se află pe punctul de a se produce, fiind îndeplinite toate condițiile necesare;

- *captările prin difluența* sau instabile sunt cele în curs de realizare; în situația lor apele râului se îndreaptă în anumite sectoare, când spre un bazin, când spre altul;
- *captări efectuate* sunt cele care s-au produs deja; ele pot fi recente sau vechi.

După **locul producerii** captările sunt de două tipuri (Posea et al., 1976):

- *captări de suprafață*;
- *captări subterane* sau carstice: exocarstice (pierderea cursului de la suprafața într-un sorb) și endocarstice (sunt captările subterane propriu-zise, care se produc între râuri subterane).

Raportat la **modul cum s-a efectuat captarea** se deosebesc (Posea et al., 1976):

- *captările laterale*, după cum le indică și denumirea, se realizează prin intermediul afluenților mai coborâți altitudinal, care prin eroziune regresivă atacă lateral afluenții sau chiar râul principal din proximitate. Captarea se efectuează când râul care a pătruns regresiv ajunge în albia celui pe care îl va capta (fig. 11. 117). Acesta din urmă se va drena gravitațional, pe linia de cea mai mare pantă, spre albia râului captator; în aceste condiții captarea re loc brusc. Captările laterale sunt cele mai des întâlnite și păstrează nealterate elementele morfologice, ale fenomenului de captare. În categoria acestora pot fi incluse și autocaptările de meandru;

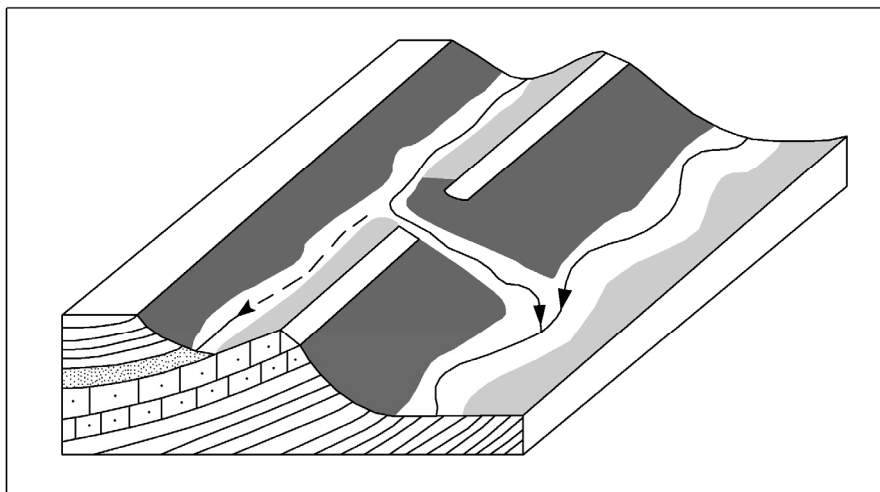
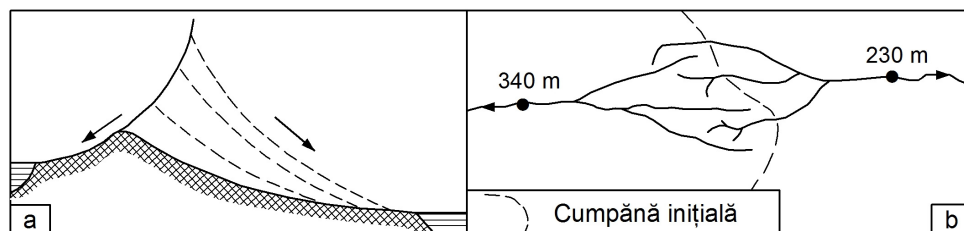


Fig. 11. 117. Captare laterală (Posea et al., 1976, p. 238)

- *captările frontale* se produc în urma interacțiunii râurilor ce curg în direcții opuse, în zona de izvoare. Captarea se datorează eroziunii regresive, care este mai activă la râul cu nivel de bază mai coborât (fig. 11. 118); de exemplu, râul Timiș, din Depresiunea Brașov, avansează în detrimentul bazinului Prahovei, aflat la o altitudine mult mai mare în pasul Predeal;



**Fig. 11. 118. Captare frontală; a – poziția cumpenei de apă;
b – configurația în plan (Posea et al., 1976, p. 240)**

- *captările prin deversare* nu sunt din categoria celor tipice, în adevăratul sens al cuvântului, fiind vorba mai degrabă de ieșirea unui râu din albia sa și dirijarea lui către o albie mai joasă altitudinal din apropiere (Posea et al., 1976). În cazul acestui tip de captare nu eroziunea regresivă este cea care dictează sensul evoluției, ci aluvionarea maximă a propriei albie, proces care provoacă la înălțarea lentă a patului aluvial, determinând în cele din urmă deversarea apei peste maluri și căutarea unui loc mai jos spre care să se scurgă (fig. 11. 119).

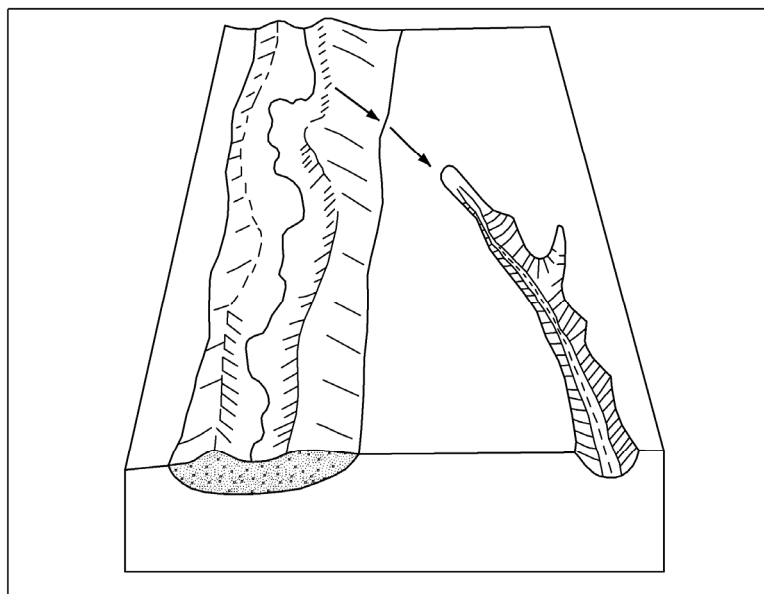


Fig. 11. 119. Deversare posibilă (Posea et al., 1976, p. 241)

Ele sunt specifice râurilor mari, care transportă cantități impresionante de aluviuni, prin teritorii piemontane și de câmpie. În condițiile date, captarea se produce de obicei în timpul viiturilor, când depunerea bruscă a unei cantități mari de aluviuni, pe un sector restrâns de albie, barează cursul râului, obligându-l să iasă din albie (Posea et al., 1976). Conform sursei citate, în cazul deversărilor

captatorul este fără excepție un râu mic, puțin viguros, cu izvoarele în teritoriul piemontan sau de câmpie; astfel de râuri, neavând prea multe aluviuni, își consumă energia disponibilă pentru sculptarea unei albie mici, puțin adâncită, care se află altitudinal mai jos decât relieful din jur; un astfel de râu nu exercită nici un fel de acțiune asupra râului vecin, din contră, acesta din urmă își revarsă apele peste el, ocupându-i și lărgindu-i albia.

Astfel prezentate, captările pot fi considerate indicatori fundamentali ai modului în care s-a dezvoltat și evoluat rețeaua hidrografică, de pe suprafața scoarței terestre. Dincolo de informațiile prețioase, oferite de captările produse deja, la adresa evoluției reliefului fluvial, analiza și interpretarea direcției spre care se îndreaptă captările iminente permit anticiparea dezvoltării ulterioare a văilor.

C. Tipuri de văi

Diversitatea văilor necesită categorisirea lor, tocmai pentru a evidenția particularitățile modelării fluviale și complexitatea reliefului creat de aceasta. Dintre criteriile cele mai folosite în acest sens menționez: forma profilului transversal al văii, poziția albiei în cadrul văii, declivitatea versanților, procesul dominant în profil longitudinal, tipul unității de relief în care s-a dezvoltat valea, stadiul de evoluție al văii, tipul structurii geologice în care s-a format valea, dispunerea văii față de aliniamentele geologice etc.

Raportat la **forma profilului transversal**, cel care indică geneza și caracterul dezvoltării, se deosebesc următoarele tipuri de văi (Coteț, 1971; Mac, 1976):

- văile cu profil transversal îngust indică un stadiu de evoluție incipient sau prezența unor structuri și roci, care permit menținerea unor versanți abrupti, pe fondul predominării eroziunii verticale; acestui tip i se includ: văile în chei, văile în canion, defileurile etc.;

- văile cu profil transversal larg sunt caracteristice regiunilor care au în componența substratului roci friabile (argile, marne, nisipuri etc.). La dezvoltarea văilor se ajunge în urma unei evoluții îndelungate, care determină ca în culoarele de vale să se formeze terase fluviale și umeri de vale.

După **poziția albiei în cadrul văii și declivitatea versanților** se deosebesc două tipuri de văi (Coteț, 1971; Mac, 1976):

- văile simetrice sunt caracterizate de localizarea versanților la distanțe egale față de albie; de asemenea versanții prezintă aproximativ aceeași declivitate;

- văile asimetrice au versanți cu înclinare diferite, poziționați la distanțe inegale față de albie. La geneza acestor văi contribuie cauze litologice (duritatea diferită a rocilor determină ca versantul alcătuit din roci mai dure să fie mai stabil, comparativ cu cel alcătuit din roci friabile, care va evolua mai rapid), structurale (stratele dispuse monoclinal favorizează abaterea râurilor pe fețele lor, în

conformitate cu declivitatea), expoziționale (versanții înșoriți, cu expunere sudică și sud-vestică, sunt afectați de mai multe cicluri gelive decât ceilalți, fapt care determină o degradare mai rapidă a lor), tectonice, hidrologice (aporturi hidrografice numai dintr-o parte, așa cum este în cazul Oltului în Depresiunea Făgăraș, care este împins spre nord de afluenții de stânga, ce vin din unitatea montană cu debite însemnate cantitativ, comparativ cu cei de dreapta care vin din Podișul Hârtibaciului și care au debite scăzute și uneori caracter temporar).

În funcție de **procesul dominant în profil longitudinal** au fost deosebite (Posea et al., 1976):

- văi de tip sector superior în cadrul cărora domină eroziunea în adâncime;
- văi de tip sector inferior, caracterizate de predominarea transportului și a eroziunii laterale;
- văi de tip sector inferior, definite de prezența acumulării și a transportului.

Un alt criteriu este cel al **tipului de relief în care s-a dezvoltat valea** (Coteț, 1971; Ielenicz, 2005):

- văi de munte care sunt adânci și înguste pe fondul dominării eroziunii;
- văi de podiș și dealuri, mai largi și etajate, datorită prezenței teraselor; la nivelul albiilor acestora este prezentă atât eroziunea cât și acumularea;
- văi de câmpie, largi, lipsite de versanți și supuse colmatării.

Raportat la **stadiul de evoluție** se deosebesc (Davis, 1899):

- văile tinere, cele care în profil transversal au forma literei V; la nivelul albiilor se remarcă prezența repezișurilor și a pragurilor ca dovadă a prezenței eroziunii verticale;
- văile mature care sunt mai largi, au un profil transversal mai evazat, iar la nivelul albiilor alternează eroziunea și acumularea, pe fondul dominării transportului de aluviuni;
- văile foarte evoluat, mult lărgite, cu pat gros de aluviuni și cu tendință de colmatare.

În funcție de **tipul de structură geologică** se remarcă următoarele tipuri de văi:

- văi în structuri monoclinale: consecvente, subsecvente, obsecvente și resecvente;
- văi în structuri cutate: văi de anticlinal, văi de sinclinal, văi de flanc (izoclinale);
- văi în structuri faliat: văi de falie, văi de graben etc.

După **dispunerea față de aliniamentele geologice**, se deosebesc (Mac, 1976):

- văi longitudinale (Tarcău, Asău, Moldovița etc.);
- văi transversale (Oltul, Mureșul, Someșul etc.);
- văi diagonale (Trotușul).

Un tip distinct îl reprezintă **văile inadaptate** sau indiferente față de structura geologică, fapt explicat prin consecvența râului pe profil, acesta reușind să se

adapteze atât la duritatea rocilor, cât și la mișcările tectonice pozitive; geneza acestor văi presupune condiționări și raportări la situații extrateritoriale, la nivele de bază îndepărtate, la variații climatice, maritime etc. (Mac, 1976)

- văile epigenetice sau supraimpuse sunt cele care în urma adâncirii au trecut de la orizonturi superioare, cu o anumită structură și litologie, în orizonturi mai dure, în care își mențin traseul, fără intervenția mișcărilor tectonice (Mac, 1976). Ca exemplu în acest sens poate fi dată Valea Hășdate, care după ce inițial s-a adaptat stratelor sarmațiene și-a menținut cursul și prin bara calcaroasă mezozoică, formând Cheile Turzii;

- văile antecedente își mențin traseul prin adâncire în structurile afectate de mișcări de ridicare, fiind mai vechi decât morfologia unităților orografice pe care le traversează. În categoria văilor antecedente se include Valea Buzăului, care după ce izvorăște de pe versantul vestic al Carpaților de Curbură, trece peste limita marilor înălțimi carpatice și se drenează spre Câmpia Română (Posea et al., 1969). Văile antecedente sunt specifice orogenurilor în curs de ridicare, dovadă stând în acest sens văile transversale din Munții Carpați.

Concluzii. Relieful de pe cea mai mare parte aferentă uscatului Terrei este consecința modelării fluviale. Morfologia de detaliu a acestor teritorii depinde de modul în care se îmbină în fiecare moment următoarele elemente: tipul mișcărilor tectonice, dispunerea unităților morfostructurale și a litologiei, tipul climatului și al vegetației (Posea et al., 1976).

Cu toate acestea, evoluția reliefului fluvial poate fi prezentată etapizat, sub forma nor scheme evolutive.

Pe o suprafață de uscat proaspăt exondată se poate instala o rețea de văi, care va urmări la modul general înclinarea topografică primară (Posea et al., 1976). Ulterior, pe măsură ce terenul continuă să se înalțe, văile încep să se adâncească și să se ramifice prin intermediul afluenților. Aceștia se vor adapta la structură valorificând: contactele dintre strate, orizonturile mai friabile de roci, faliile etc. Unii dintre ei se vor dezvolta viguros și vor capta afluenți ai râurilor vecine, mărindu-și suprafața bazinului hidrografic. Pe măsură ce râurile se adâncesc și văile de dezvoltă, versanții acestora devin mai proeminenți, iar rețeaua hidrografică formată din afluenți se multiplică valorificând suprafața lor. Mai departe, când văile ating profilul de echilibru se lărgesc și au versanți tot mai puțin înclinați și mai coborâți altitudinal. În aceste condiții, datorită reducerii pantelor medii numărul afluenților începe să scadă și să aibă un regim de curgere temporar (o parte din apa care provine din precipitații se infiltrează în depozitele de versant). Tendința este aceea de lărgire tot

mai mult a văilor în detrimentul versanților și al interfluviilor din care se mai păstrează doar martori erozivo-structurali.

Mai trebuie reținut că indiferent de faza evolutivă pot interveni mișcări tectonice semnificative, care să determine noi adânciri ale rețelei hidrografice și o dată cu acesta dezvoltarea ascendentă a versanților, cu toate consecințele de rigoare, referitoare la evoluția fluvială a unei suprafețe de uscat terestru.

Sub aspect evolutiv, indiferent de modul în care se vor succeda etapele morfogenezei, după o îndelungă modelare fluvială se ajunge la o alternanță de culoare de vale și interfluvii, mai mult sau mai puțin rotunjite (Roșian, 2017).

CAPITOLUL 12

PROCESELE GEOMORFOLOGICE ȘI RELIEFUL LITORAL

Și în acest caz, agentul geomorfologic care interacționează cu substratul, pentru a genera forme de relief specifice, este reprezentat de apa în stare lichidă. Cu toate că în domeniul fluvial ea era direcționată de gravitația terestră, cea care o conducea spre locurile mai joase, în cadrul domeniului litoral, factorii care pun în mișcare apele mărilor și oceanelor sunt cu totul alții: vânturile, diferențele de temperatură, de salinitate și de turbiditate, mișcările plăcilor litosferice, atracția exercitată de unele corpuri cerești etc. (Roșian, 2017).

Apa din mări și oceane devine astfel un mediu extrem de mobil, iar dinamica ei exercitată sub diverse forme, are o acțiune directă sau indirectă, atât asupra sectoarelor de substrat pe care le acoperă permanent, cât și asupra celor pe care se extinde temporar (Ielenicz, 2005).

În **cadrul domeniului** litoral, o dată ce apa este pusă în mișcare, de către factorii menționați anterior, ea devine un agent geomorfologic, care prin procesele și mecanismele ce îl însoțesc, generează forme de relief specifice, care considerate împreună alcătuiesc relieful litoral.

Demarcația dintre apă și uscat este făcută de linia țărmului. Din cauza configurației sinuoase aceasta ajunge la o lungime de aproximativ 261.700 km (Ielenicz, 2005), din care 108.300 aparțin mărilor ce pătrund în interiorul continentelor (Coteț, 1971). Spațiul în care are loc interacțiunea dintre cele două medii este cunoscut sub denumirea de țărm sau litoral. Mările și oceanele Terrei a o suprafață de 362.330.000 km², ceea ce reprezintă 71% din întinderea acesteia (Ielenicz, 2005).

Domeniul litoral corespunde unei poziții temporare a liniei țărmului, de la care se extinde spre larg până unde se resimt mișcările ondulatorii ale valurilor, iar către uscat până unde acționează direct sau indirect marea actuală (Grecu și Palmentola, 2003).

Fâșia de la contactul mării cu uscatul, aflată sub influența dinamicii apelor litorale, și în urma căreia se generează un relief specific, reprezintă domeniul litoral propriu-zis (Ielenicz, 2005). La acesta se atașează fâșii de uscat mai înalte, unde chiar dacă dinamica apei mării nu se face simțită în prezent, există forme de relief litoral create în etape anterioare, la alte niveluri ale apei; această fâșie externă a domeniului litoral are rolul de a face trecerea spre interiorul continentului. Toate aceste fâșii alcătuiesc domeniul litoral, care se întinde spre interior până la -10 -15 m, sub poziția liniei de țărm (Ielenicz, 2005). Practic, domeniul litoral include atât fâșia cu ape puțin adânci, în cadrul căreia prin intermediul valurilor sunt transportate materialele erodate, cât și fâșia de uscat care cuprinde falezele, plajele,

cordoanele litorale, forme afectate în mod direct sau indirect de acțiunea valurilor, mareelor și curenților (Rădoane et al., 2001).

Lățimea domeniului litoral este influențată îndeosebi de înclinarea terenului. De exemplu, în cazul unui țărm stâncos și înalt litoralul este îngust, comparativ cu care un țărm puțin înclinat și alcătuit din roci cu o valoare scăzută a duriității este mult mai extins (Ielenicz, 2005).

Extensiunea domeniului litoral poate suferii modificări în timp datorită mișcărilor tectonice care afectează continentele și oceanele. Dovadă în acest sens stau atât formele de relief rămase la mare distanță de actuala linie a țărmului, cât și cele care au fost acoperite de ape, după ce anterior aparțineau litoralului emers.

Apă mărilor și oceanelor ca agent geomorfologic acționează asupra țărmurilor atât pe verticală cât și pe orizontală. Tendința este de reducere a diferențelor de nivel existente în cadrul domeniului litoral prin coborârea țărmurilor înalte și îndreptarea celor festonate, cu scopul ajungerii la un echilibru între eroziune, transport și acumulare. Din cauza mișcărilor tectonice și schimbării condițiilor morfogenetice, din domeniul litoral, atingerea echilibrului dinamic este mereu perturbată, lucru vizibil în modificarea valorilor altimetrice ale țărmurilor.

Randamentul acestui agent geomorfologic sporește în condițiile în care apa este încărcată cu elemente solide, de tipul nisipului, pietrișului, resturilor de plante și animale etc., iar factorii care îi transmit energia au frecvență și durată mare (Mac, 1976).

În absența unor factori care să o pună în mișcare apa mărilor și a oceanelor nu își poate exercita funcția de agent geomorfologic, ea fiind un element static, în raport cu scoarța terestră, contribuind doar la umezirea ei (Roșian, 2017).

În realitate însă, apa mărilor și oceanelor se află într-o permanentă interacțiune cu ceilalți componenți ai mediului, în special cu atmosfera, cea care prin dinamica sa pune în mișcare apele mărilor și oceanelor și în același timp prin proprietățile sale termice le încălzește inegal, determinând formarea curenților (Huddart și Stott, 2010). Se adaugă apoi atracția exercitată, asupra învelișului de apă al Terrei, de către corpurile cerești din apropiere (Luna și Soarele), în urmă căreia se formează marea. De asemenea, trebuie menționată și dinamica plăcilor litosferice, cea în urma căreia se formează seisme, care contribuie la dinamica apelor oceanice.

Se ajunge în acest context, ca forma pe care o îmbracă dinamica apelor litorale să fie foarte variată: valuri, marea, valuri de tip tsunami, curenți maritimi etc.

Valurile sunt consecința interacțiunii maselor de aer în mișcare cu apa mărilor și oceanelor.

Valurile care sunt active pe durata bătaii vântului se generează în primul rând prin forța de împingere directă exercitată de masa de aer, în mișcare, asupra micilor încrețituri de la suprafața apei, pe care le deplasează la fel ca pe orice obiect plutitor, iar în al doilea prin forța de antrenare a vântului, ce mătură suprafața apei, care se mișcă ondulatoriu deja din cauza forței de împingere (Mac, 1986).

Există și situații în care valurile de vânt ating viteze mult mai mari decât cele ale vânturilor care le-au generat și le întrețin, lucru explicat prin acțiunea forței de antrenare a aerului asupra mișcării ondulatorii a masei de apă pe care o accelerează (Rădoane et al., 2001).

Aceste valuri sunt caracterizate de cvasiperiodicitate și legătură strânsă între elementele lor dimensionale și viteza, respectiv durata vântului, precum și suprafața pe care el se manifestă sau fetch-ul.

Când valurile generate de vânt se deplasează din locul de formare spre zone de calm sau cu vânt aproape insesizabil, se formează hula.

Valurile din largul mării se manifestă sub forma unor mișcări ondulatorii, în care moleculele de apă se deplasează pe o orbită circulară în plan vertical (fig. 12. 1), astfel încât ele se întorc aproape de locul din care au pornit (Mac, 1986). Spre deosebire de acestea, în cazul valurilor formate în ape puțin adânci sau când ele ajung în apropierea țărmului, moleculele se deplasează progresiv, având aproximativ aceeași viteză, spre direcția în care se deplasează valul. Din acest motiv ele sunt denumite valuri de translație (Mac, 1986), valuri care în apropierea coastelor se sparg de țărm. Pentru ca valul să se răstoarne și să se spargă raportul dintre înălțimea lui (H) și adâncimea apei (h) trebuie să fie mai mic de 1 (aproximativ 0,6) (Josan et al., 1996).

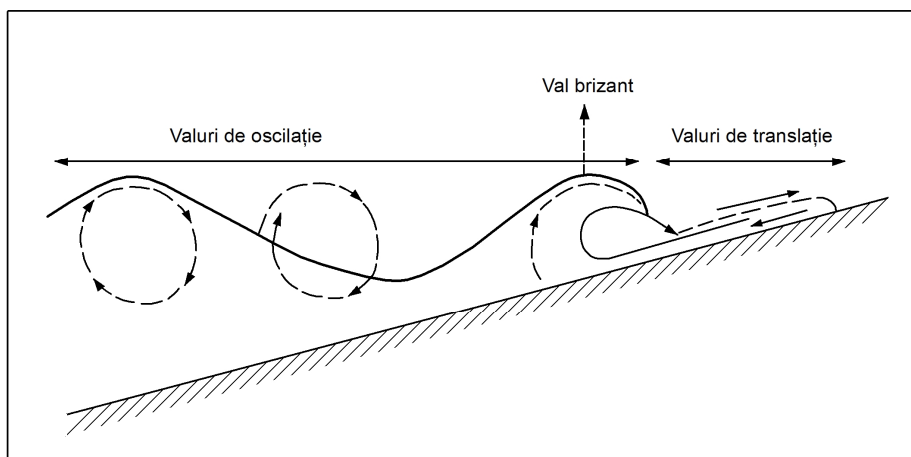


Fig. 12. 1. Trecerea de la valurile de oscilație la cele de translație cu formarea brizanților la contactul cu țărmul (Mac, 1986, p. 151)

Chiar dacă dinamica atmosferei generează valuri pe întreaga suprafața mărilor și oceanelor, eficacitatea lor crește în apropierea țărmurilor unde pe fondul scăderii adâncimii apei, suferă transformări semnificative: viteza scade, lungimea valului devine tot mai mică, crestele se apropie între ele, iar înălțimea și panta lor cresc (Bird, 2008). În momentul în care talpa valului suferă o frecare cu roca din

componența țărmului, partea superioară (coama sau vârful valului) se răstoarnă spre țărm, formând brizantii și valurile de resac (fig. 12. 2).

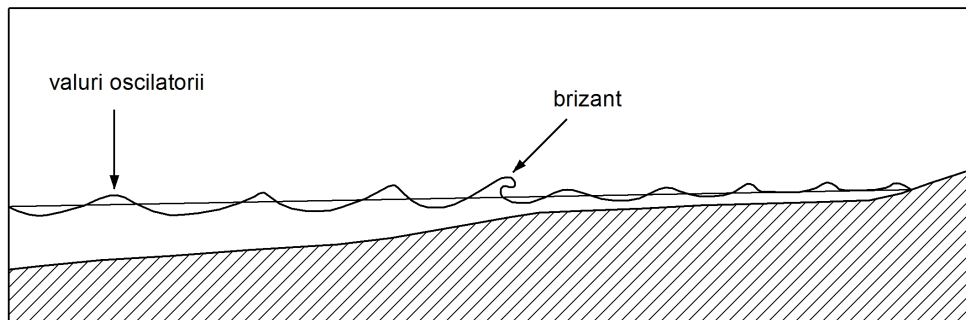


Fig. 12. 2. Propagarea valurilor la țărm (Mac, 1976, p. 251)

Spargerea valului la țărm determină inundarea acestuia cu un jet de apă, care în același timp transportă spre uscat nisip și pietriș din mare. După epuizarea valului apa se retrage către larg spălând țărmul printr-un curent invers, denumit și contracurent de spălare, care transportă spre larg materialele erodate (Masselink et al., 2014).

Răsturnarea creștelor de val în direcția deplasării, atunci când valul întâlnește un obstacol, se numește **deferlare**. Ea poate fi de trei tipuri: continuă, localizată și sub formă de boră (Spătaru, 1965, citat de Mac, 1986):

- *deferlarea continuă* se produce când valul își păstrează aceeași alură a profilului; în această situație disiparea energiei are loc în lungul propagării valului, fapt ce provoacă scăderea continuă a înălțimii lui; deferlarea continuă este specifică plajelor cu pantă submersă redusă;

- *deferlarea localizată* se remarcă printr-o deformare puternică a profilului valului, la care se adaugă și o mai mare pierdere a stabilității crestei comparativ cu restul unde; pe fondul unei viteze crescute la nivelul crestei, ea se va răsturna sub forma unei lame deversate peste masa de apă din față; fenomenul este însoțit de o puternică disipare a energiei și de antrenarea în suspensie a materialului aluvionar; pe linia de deferlare, cu toată agitația existentă, nu predomină eroziunea, ci dimpotrivă, de multe ori se dezvoltă un prag mai mare de aluviuni sortate;

- *deferlarea sub formă de boră* are loc când nu doar creasta, ci întregul front al valului, se răstoarnă, transformându-se în undă de translație.

Răsturnarea valurilor la țărm este cu atât mai violentă cu cât adâncimea apei devine mai redusă pe o distanță mai scurtă (Huddart și Stott, 2010). Se ajunge astfel ca promontoriile să fie supuse unei modelări mai intense, comparativ cu golfurile, unde energia valurilor se disipează pe un sector mai lung de țărm, al cărui adâncime scade treptat. În timp îndelungat, linia festonată a țărmului poate fi îndreptată, în tendința de atingere a echilibrului dinamic între eroziune, transport și acumulare (Roșian, 2017).

Diferențele de adâncime a apei la țărm provoacă mișcări inegale ale valurilor, ceea ce conduce la apariția fenomenului de **refracție**. El se produce mai ales în sectoarele ridicate, cu ape puțin adânci, care favorizează răsturnarea valurilor și ruperea frontului acestora, care devine pe această cale aproximativ paralel cu țărmul (fig. 12. 3).

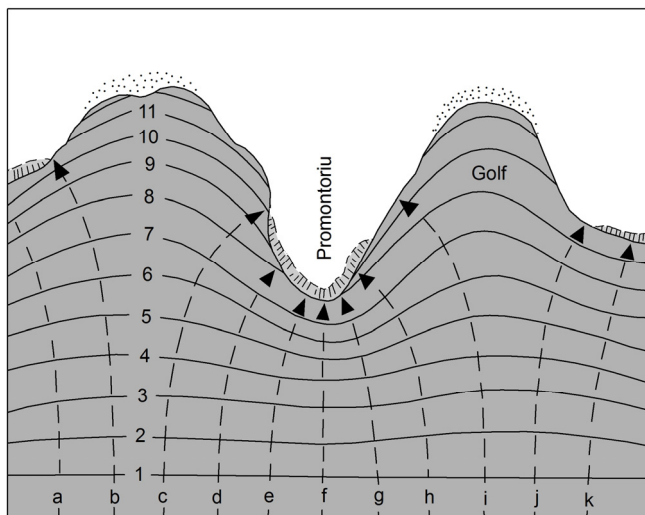


Fig. 12. 3. Refractarea valurilor în dreptul unui țărm cu golfuri determină concentrarea energiei valurilor asupra promontoriilor (Strahler, 1973b, p. 482)

De asemenea, cu toate că inițial, în larg, valurile sunt paralele, o dată ajunse la țărm, datorită reducerii inegale a vitezei se poate observa o întârziere a lor, mai ales în fața promontoriilor, unde apele sunt mai puțin adânci, comparativ cu golfurile (cu ape mai adânci), unde întârzierea nu s-a produs încă (Summerfield, 2013).

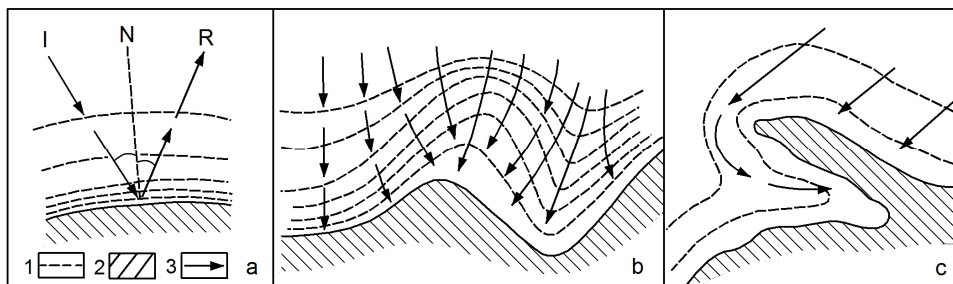


Fig. 12. 4. Reflexia (a), refracția (b) și difracția valurilor (c) în funcție de configurația țărmului și adâncime; 1 – izobate; 2 – uscat; 3 – direcția hulei; I – incidența; N – normala; R – reflectata (Posea et al., 1976, p. 459)

Mai trebuie reținut că în dreptul promontoriilor, unde înălțimea valurilor crește, energia lor se consumă pe un sector scurt, în timp ce în golfuri, unde înălțimea

valurilor se menține la fel sau mai redusă, energia de deferlare se distribuie pe un sector mai vast din țărm (Rădoane et al., 2001).

Se poate concluziona că, randamentul morfogenetic al valurilor, care deferlează, devine maxim la promontorii, în timp ce în golfuri este mult mai scăzut, contribuind din plin la îndreptarea liniei țărmului (Strahler și Strahler, 1992).

În același timp, configurația țărmului determină și ea modificări în traiectoria valurilor, care se manifestă sub forma **difracției** (fig. 12. 4).

După cum se poate observa și în fig. 12. 5 valurile devin convergente în sectoarele ridicate ale fundului maritim (promontorii, creste, bancuri submerse etc.) și divergente deasupra locurilor mai adânci (golfuri, gropi locale etc.), unde valurile se împrăștie (Mac, 1986).

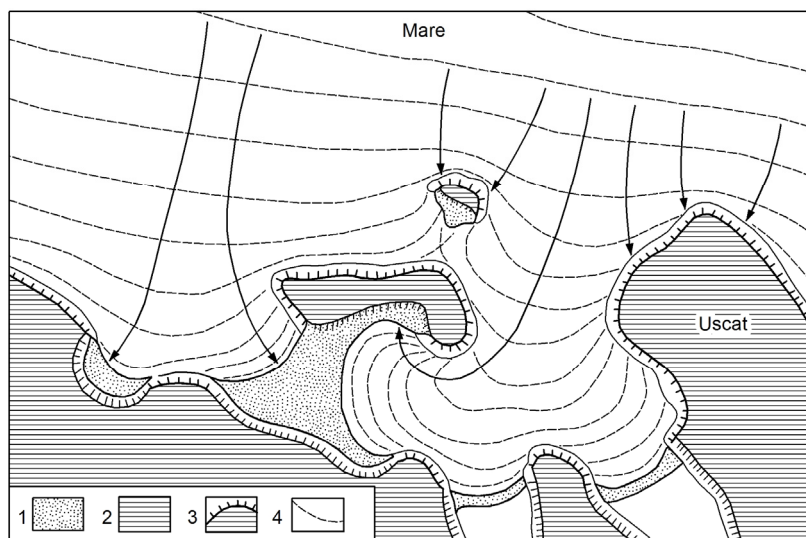


Fig. 12. 5. Concentrarea și disiparea energiei la țărm prin refracție și difracție; 1 – acumulări marine; 2 – uscatul; 3 – sectoare de abraziune; 4 – izobatele apelor marine; săgețile indică direcțiile valurilor (Mac, 1986, p. 158)

Din cauza vânturilor puternice și a valurilor asociate, în apropierea țărmului nivelul apei crește; surplusul de apă tinde să se reverse, într-o direcție deviată, față de cea spre care bate vântul, sub forma unui **curent litoral**, pentru a putea echilibra suprafața apei (Mac, 1976) (fig. 12. 6). Curentul litoral se dezvoltă până când devine mai puternic decât valurile, care avansează spre plaje, moment în care apa se retrage spre larg formând curentul de retur (rip current) (Mac, 1986). Conform autorului citat, curenții menționați realizează un transport selectiv, ei preluând particulele fine, pe care le duc în larg, în timp ce aluviunile din apele puțin adânci vor deveni din ce în ce mai groasere.

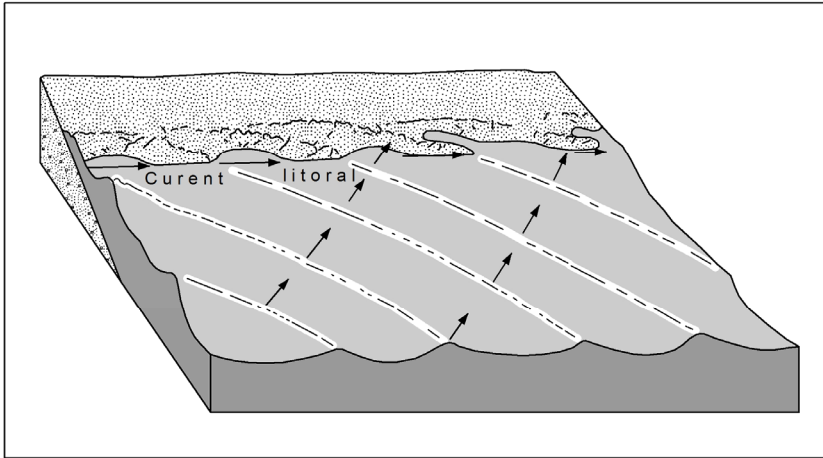


Fig. 12. 6. Formarea curentului de-a lungul litoralului (Grecu și Palmentola, 2003, p. 362)

Există și situații când fronturile valurilor intersectează linia țărmului sub un anumit unghi, ceea ce determină ca jetul de resac să se deplaseze oblic față de linia țărmului, sub forma *derivei de plajă* (fig. 12. 7).

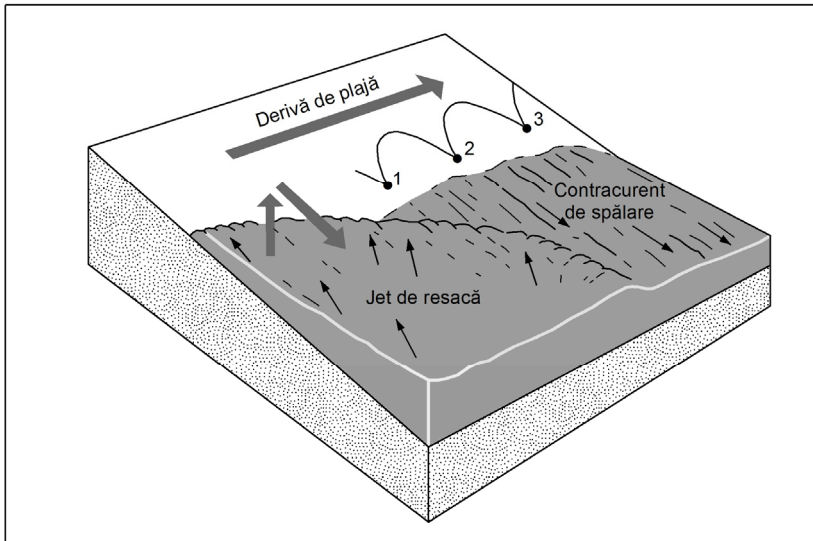


Fig. 12. 7. Formarea derivei de plajă (Strahler, 1973b, p. 480)

Elementele valurilor sunt următoarele (Mac, 1986; Rădoane et al., 2001) (fig. 12. 8):

- *creasta valului* este partea valului care iese peste suprafața plană echivalentă nivelului liniștit al mării;

- *vârful valului* sau *coama* se referă la partea ce mai înaltă a crestei;
- *flancurile* sunt cele două suprafețe înclinate care îl delimitează lateral;

- *baza sau talpa valului* reprezintă partea coborâtă situată mai jos decât nivelul liniștit al mării;
- *golul sau depresiunea valului* constituie spațiul mai coborât dintre două creste;
- *frontul valului* este linia paralelă a creștelor, cea care indică orientarea lor; normala dusă pe front arată direcția de propagare a valurilor;
- *înălțimea valului* exprimă distanța măsurată pe verticală între creasta valului și golul său;
- *panta valului* se măsoară între vârf sau coamă și sectorul cel mai coborât al depresiunii valului;
- *lungimea valului* se măsoară pe orizontală între două creste sau două goluri succesive;
- *lungimea de undă* reprezintă distanța măsurată pe orizontală între două creste sau între două depresiuni sau goluri succesive ale valurilor;
- *perioada valului* se referă la timpul necesar ca două creste succesive de val să treacă prin punctul de observație;
- *viteza de propagare* este raportul dintre lungimea valului și perioada lui.

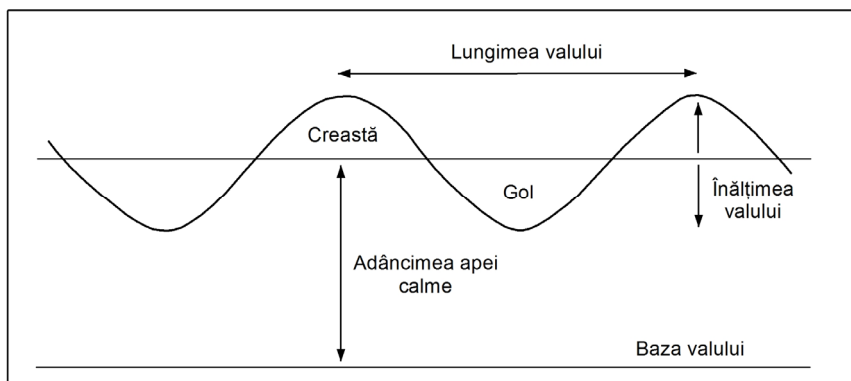


Fig. 12. 8. Elementele principale ale valurilor (Summerfield, 2013, p. 318)

Mareele sunt mișcări de ridicare și de coborâre a nivelului apelor oceanice, în apropierea țărmurilor, sub efectul forței de atracție exercitate de către Lună și Soare; propagarea mareelor pe suprafața Oceanului Planetar este influențată de inerția apelor oceanice, de configurația bazinului și fundului oceanic, condițiile meteorologice etc. (Davidson-Arnott, 2010; Masselink et al., 2014).

Spre deosebire de situația din domeniul litoral, unde valurile mareice au și o mișcare pe orizontală, în larg mareele se manifestă doar prin mișcarea apelor pe verticală.

Ajunși în domeniul litoral curenții de maree înaintează spre golfuri și gurile de vărsare ale râurilor, determinând fenomenul de flux și reflux. Viteza curentului de flux crește atât timp cât apa se ridică către nivelul mării înalte, apoi continuă să curgă, deși cu o viteză în scădere, încă 1 – 3 ore, după momentul mării înalte (Mac,

1986). La reflux are loc retragerea apelor din golfuri și de la gurile de vărsare a râurilor. Staționarea mării are loc în momentul în care curentul de maree încetează la limita dintre flux și reflux sau invers.

În cazul gurilor de râu propagarea valului de flux este parțial frânată de curentul de curgere al apei fluviale; același curent este el care amplifică deplasarea la reflux, motiv pentru care aluviunile aduse de râu sunt transportate relativ ușor în largul mării. Există și situații când la gurile de vărsare a unor râuri, valul mareic al fluxului pătrunde spre sectorul mijlociu al acestora, schimbând direcția de curgere a apelor pe distanțe de zeci și sute de kilometri, fenomen cunoscut sub denumirea de pororoca pe Amazon.

Chiar dacă în largul mărilor și oceanelor oscilațiile nivelului apei nu depășesc 2 m configurația locală a litoralului poate favoriza amplitudini mult mai mari. De exemplu, în Golful Fundy, de pe țărmul estic al Americii de Nord, amplitudinea maximă care se înregistrează atinge valori de aproape 16 m (Summerfield, 2013). Amplitudini ridicate se înregistrează și în Golful Mezen din Marea Baltică (12 m), Golful Arabiei (13 m), Strâmtoarea Magelan (18 m) (Posea et al., 1976; Ielenicz, 2005). Valori ale amplitudinii de 10 – 12 m se remarcă în Golful Californiei, țărmului vestic al Americii de Sud, în estul Asiei etc.

Se remarcă și cazuri în care în golfuri marea înaltă poate ajunge decalat, comparativ cu creșterea nivelului apei în largul oceanului. În astfel de situații fluxul se transformă într-un curent hidraulic puternic, care străbate brațul de mare dinspre ocean spre golf; la marea joasă fenomenul se desfășoară invers (Mac, 1986). Conform autorului citat, în aceste condiții curenții de maree pot atinge viteze de la 2,5 până la 6 m/s și chiar 10 m/s, dacă forma golfului favorabilă fenomenului.

Prin raportate la ritmul de producere, într-un anumit interval, au fost identificate trei tipuri de maree (Rădoane et al., 2001):

- **mareele diurne** se caracterizează printr-o singură ridicare și coborâre a apelor în 24 de ore; ele sunt cauzate de atracția exercitată de Soare și se formează mai ales pe: coastele vestice ale Oceanului Pacific, Antarcticii, Mării Caraibilor, Golfului Mexic etc.;

- **mareele semidiurne** au două fluxuri și două refluxuri zilnice sau mai corect spus în 24 h și 50 min; sunt datorate atracției gravitaționale exercitată de Lună, fiind caracteristice coastelor Oceanului Atlantic și Indian, țărmurilor Golfului Alaska, ale Australiei de Est, a Noii Zeelande etc., locuri în care amplitudinea mareelor ajunge la 10 – 12 m;

- **mareele mixte** sunt specifice: coastelor Oceanului Pacific, Mării Caraibilor, Mării Baffin, Mării Arabiei, Golfului Persic, Golfului Botnic, Golfului Guineea etc.; aceste maree sunt caracterizate de existența a două fluxuri și două refluxuri în 24 de ore, doar că mărimea acestora este inegală; diferența dintre ele este dată de modul în care are loc suprapunerea mareelor generate de atracția Soarelui, cu cele datorate atracției exercitate de către Lună.

Dacă Soarele și Luna se află pe aceeași linie cu Pământul, se produc marea neobișnuit de mari, numite marea de sizigii; ele au loc odată la 14 zile, la Lună nouă și la Lună plină (Masselink et al., 2014). Contrar acestei situații, când Soarele și Luna sunt la cvadratură, în fazele primului și celui de-al treilea pătrar, forța Soarelui care generează marea tinde să o echilibreze pe cea a Lunii, determinând formarea mareelor de cvadratură, cu o amplitudine neobișnuit de mică (Masselink et al., 2014).

Fâșia de litoral inundată periodic de flux, poate fi împărțită în două sectoare: superior (inundat destul de rar, doar la flux maxim) și inferior (cel care inundat și zvântat zilnic) (Mac, 1986). Dintre acestea sectorul superior formează câmpia de marșe, iar în cadrul celui inferior predomină acumulările maritime măloase și nisipoase.

Efectul morfogenetic al prezenței mareelor în domeniul litoral este reprezentat de acumulările sub formă de bancuri submerse, produse de către flux, și de eroziunea care are loc la reflux.

Valurile de tip tsunami reprezintă valuri de translație, de dimensiuni superioare celor obișnuite. Principalii factori care le generează sunt: mișcările plăcilor litosferice, erupțiile vulcanice submarine, seismele, prăbușirea unor masive de gheață, deplasările în masă care ajung în mare etc. Efectele acestora asupra țărmurilor sunt în funcție de dimensiune, frecvență și de cantitatea energiei disipate.

Acestea se manifestă sub forma unui val puternic, mai rar două sau trei, care se extind de la hipocentrul cutremurului către suprafața apei, pentru a se propaga apoi circular în masa de apă a oceanului (similar valurilor făcute de o piatră care cade pe suprafața unei ape liniștite), cu viteze cuprinse între 600 – 800 km/h (Rădoane et al., 2001).

Chiar dacă în largul oceanului abia depășesc 1 m înălțime, atunci când ajung în domeniul litoral, unde adâncimea apei scade, valul de tip tsunami provoacă o creștere neobișnuită a nivelului apei, adesea până la 15 m și uneori chiar 30 m, inundând terenurilor joase și uneori pe cele înalte, când se suprapun cu valurile de vânt (Rădoane et al., 2001). Cele mai numeroase valuri de acest tip se înregistrează în oceanele Pacific și Indian.

Curenții maritimi reprezintă mișcarea de înaintare continuă și progresivă a apei, uneori pe distanțe de ordinul miilor de kilometri, datorită acțiunii vânturilor regulate. La geneza curenților maritimi contribuie și diferențele de temperatură, salinitate și turbiditate, care se înregistrează între diferite sectoare ale unei mări sau ocean. Importanța lor morfogenetică se reduce la teritoriile în care traseele lor se apropie țărmului, după cum este în cazul promontoriilor și a canalelor înguste dintre insule (Summerfield, 2013).

Curenții litorali se datorează dinamicii vânturilor regulate; sub efectul mișcării de rotație a Terrei se abat către marginea continentelor, sub forma unei derive de coastă.

Curenții de descărcare se manifestă în strâmtorile unde există diferențe de nivel între bazinele marine pe care acestea le separă, cum este de exemplu între Marea Baltică și Marea Nordului, între Marea Neagră, Marea Marmara, Marea Egee, Marea

Mediterană și Oceanul Atlantic; acțiunea acestora se transmite atât prin procese mecanice, cât și prin antrenarea de materiale organice și minerale (Ielenicz, 2005).

Curenții de turbiditate constituie deplasări rapide ale apei încărcată cu foarte multe sedimente. La geneza lor contribuie seismele precum și precum și supraîncărcarea povârnișurilor litorale cu aluviuni provenite de pe continente.

Complexitatea acțiunii acestor curenți provine din dinamica lor. Ei preiau o parte din aluviunile aduse de râuri, pe care apoi le transportă paralel cu țărmul, uneori pe distanțe semnificative, pentru ca ulterior să le depună contribuind la dezvoltarea cordoanelor litorale; când viteza curenților este mare ei exercită o intensă acțiune de preluare a materialelor de pe plajele submerse, pe care le depune apoi la distanțe variate în funcție de dimensiuni (Ielenicz, 2005).

În cadrul domeniului litoral, alături de dinamica apelor din mări și oceane, substratul geologic suferă influențe și din partea altor procese, cum sunt cele chimice, fizice (vânt, îngheț-dezgheț etc.), biologice și antropice.

Astfel caracterizată, apa mărilor și oceanelor, prin formele sale specifice de mișcare (valuri, marea, curenți etc.), constituie agentul principal al morfodinamicii litorale; ea efectuează o triplă acțiune prin intermediul proceselor de eroziune, transport și acumulare.

12.1. PROCESELE GEOMORFOLOGICE DIN DOMENIUL LITORAL

În cadrul fâșiei care separă uscatul de apă morfodinamica este întreținută de schimbul energetic care are loc între: substratul geologic, apă și atmosferă. Deoarece în domeniul litoral majoritatea valurilor sunt răspunsul întinderilor de apă la acțiunea vântului, ele constituie rezultatul transferării energiei cinetice de la atmosferă la hidrosferă, cu o evidentă consumare a surplusului acesteia în locurile de spargere a valurilor (Mac, 1986).

Procese geomorfologice caracteristice domeniului litoral sunt: abraziunea (eroziunea litorală), transportul și acumularea. Dintre acestea primul și ultimul generează forme de relief specifice, iar transportul are rol de verigă de legătură între ele.

12.1.1. Abraziunea

În domeniul litoral procesul de eroziune este denumit abraziune. Aceasta se derulează prin intermediul unor mecanisme legate în mod direct de dinamica apei din mări și oceane. Dintre ele se evidențiază următoarele: coraziunea marină, corosiunea, șocul mecanic produs de izbirea valurilor, fragmentarea sau fărâmițarea materialelor și acțiunea hidraulică (implică spălarea materialelor). Acestea li se adaugă procese și mecanisme secundare rezultate din dinamica celorlalți agenți geomorfologici, care acționează pe suprafața terestră; se pot aminti în acest sens:

meteorizația rocilor din componența țărmurilor, pluviodenudația și eroziunea prin intermediul formațiunilor de modelare torențială, deplasările în masă, deflația și coraziunea eoliană, procesele datorate prezenței plantelor, animalelor și a omului etc. Acestea din urmă se manifestă îndeosebi pe suprafețele emerse ale domeniului litoral (faleze, platforme de abraziune, terase litorale, plaje, cordoane litorale etc.), contribuind în manieră proprie la evoluția țărmurilor (Roșian, 2017).

Intensitatea procesului de abraziune este strâns influențată pe de o parte de caracteristicile și energia valurilor, iar pe de altă parte de natura rocilor din componența substratului, de configurația țărmului și de adâncimea apei. De exemplu, în cazul în care falezele sunt situate în ape adânci, valurile nu au posibilitatea să deferleze, fiind reflectate cu o pierdere minimă de energie, situație în care lucrul mecanic geomorfologic poate fi considerat aproape neglijabil (Rădoane et al., 2001). Dimpotrivă, când apa la țărm are adâncime mică, valurile deferlează formând brizanți care lovesc puternic faleza.

Coraziunea reprezintă acțiunea apei încărcată cu nisip și pietriș asupra țărmurilor; ea mai este denumită și abraziune propriu-zisă. Aceasta se explică prin faptul că aluviunile în suspensie din apa mărilor și oceanelor sunt folosite de către valuri pe post de abrazivi pentru modelarea țărmului (Bird, 2008). Astfel caracterizată, în timpul manifestării coraziunii din țărm sunt dislocate noi fragmente de rocă, care vor fi utilizate în continuare pe post de abrazivi.

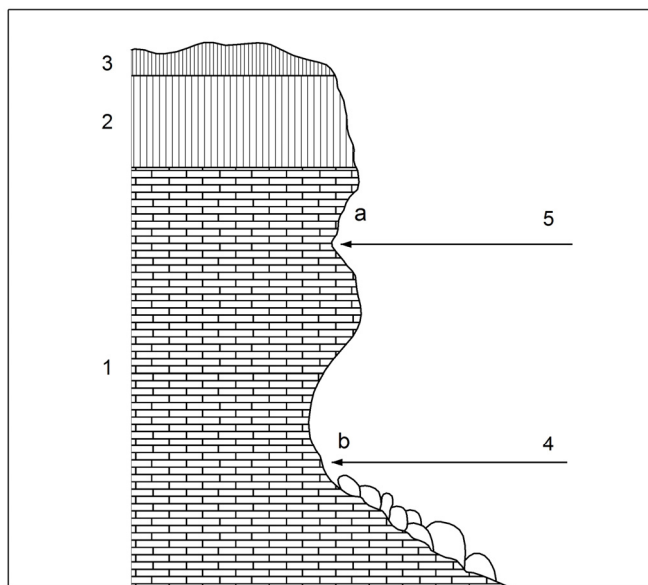


Fig. 12. 9. Procesul de cavitație, care generează firida (a) și surplomba (b); 1 – calcare; 2 – loess; 3 – sol; 4 – nivel minim al apei; 5 – nivel maxim al apei (Mac, 1986, p. 172)

Dintre factorii care influențează intensitatea coraziunii marine se remarcă: rezistența rocilor din lungul coastelor, structura depozitelor, configurația coastelor,

adâncimea apelor la țărm, abundența și dimensiunile materialelor abrazive, aporturile fluviale, stabilitatea nivelului maritim, intervenția omului etc. (Mac, 1976).

Eficiența abraziunii devine maximă în timpul marilor furtuni deoarece are loc: formarea unor valuri puternice, ridicarea nivelului apelor la țărm, creșterea masei apelor la țărm, încărcarea apei cu abrazivi etc. (Mac, 1986).

Abraziunea este însoțită de manifestarea cavitației, mecanism care contribuie la subminarea falezelor și a bazei promontoriilor; cavitația apare acolo unde viteza de mișcare a apei atinge valori maxime critice, așa cum se întâmplă de exemplu pe suprafețele fine ale rocilor sau în porțiunile corespondente nucleelor de vârtejuri (Mac, 1986). Manifestarea cavitației determină formarea nișelor de abraziune și surplombelor (fig. 12. 9).

Corosiunea reprezintă efectul contactului dintre apa mărilor și rocile din componența țămurilor. Manifestarea ei determină inițial înmuierea rocilor, iar apoi slăbirea coeziunii dintre elementele constitutive, prin acțiunea oxigenului și a altor substanțe din apă, pentru ca în final să se ajungă la măcinarea substratului (Mac, 1976). Corosiunea este lentă, dar continuă și cu efecte semnificative asupra rocilor sedimentare. Rolul acesteia este mai mult de preparare a rocilor, pentru a fi mai ușor de dislocat, eficacitatea ei depinzând de condițiile climatice.

Șocul mecanic are loc atunci când valurile se sparg la țărm izbindu-l cu putere, astfel încât sunt capabile să disloce stânci, să fragmenteze blocuri de dimensiuni mari și să mute dintr-un loc în altul cantități semnificative de materiale (Mac, 1976). Cele mai afectate de șocurile mecanice sunt țămurile alcătuite din roci friabile și fisurate. La izbirea propriu-zisă a țărmului se adaugă comprimarea bruscă a apei și a aerului conținut de către aceasta. Ulterior, la retragerea valului are loc decompresia, ea fiind marcată de surpări, căderi libere, de apariția unor nișe și de lărgirea fisurilor și crăpăturilor.

Eficiența acțiunii mecanice a valurilor devine maximă în sectoarele în care acumulările de materiale de la baza falezelor sunt reduse. Prezența fragmentelor de rocă la contactul dintre apă și uscat provoacă disiparea energiei valurilor și prin urmare se diminuează forța de lovire asupra falezelor (Rădoane et al., 2001).

Fragmentarea materialelor se referă la mărunțirea materialelor desprinse de către valuri, atât în timpul înaintării lor către țărm, cât și în faza de retragere. Prin mărunțirea fragmentelor de rocă ele sunt apoi mai ușor de transportat, contribuind indirect la abraziune (Mac, 1976).

Acțiunea hidraulică este îndeplinită de masa de apă în mișcare, cea care transportă fragmentele de rocă dinspre platforma litorală către țărm sau dinspre acesta în larg. Îndepărtarea materialelor de pe plaje și platforme de abraziune, creează condiții pentru extinderea lor în detrimentul falezelor, care se vor retrage (Mac, 1976). Regimul acțiunii hidraulice este cel care influențează acumularea și implicit formarea deltelor, cordoanelor litorale și insulelor.

Se poate concluziona că, eficiența abraziunii crește în condițiile în care apa beneficiază și de o încărcătură solidă (nisip, pietriș, resturi de plante și animale), iar agenții care îi transmit energia au frecvență și durată mare (Mac, 1976).

12.1.2. Transportul litoral

Deplasarea apei dintr-un sector în altul, în cadrul domeniului litoral, implică și transportul aluviunilor. Ele efectuează o mișcare oscilatorie, corelată cu mișcarea ondulatorie a valurilor. Deplasarea aluviunilor se produce atât longitudinal, cât și transversal, față de linia țărmului.

Deplasarea transversală a aluviunilor se produce atunci când fasciculele de apă, în mișcare, formează un unghi drept cu direcția liniei țărmului (Mac, 1986).

Dintre factorii care influențează semnificativ direcția generală de deplasare a aluviunilor se remarcă panta. În cazul țărmurilor cu valori mari ale acesteia, aluviunile sunt direcționate spre baza secțiunii submerse, în timp ce la valori mai reduse ale pantei, aluviunile se deplasează în general spre țărm și formează plaje line (Mac, 1986). Dacă litoralul este foarte puțin înclinat și alcătuit îndeosebi din materiale fine, cea mai mare parte din energia valurilor se disipează departe de linia țărmului, determinând formarea cordoanelor litorale (Aagaard și Hughes, 2013).

Deplasarea transversală a aluviunilor și funcția ei în formarea plajelor a fost explicată de Cornaglia (1891, citat de Scheidegger, 1991), prin intermediul Teoriei liniei neutre. Ea are la bază două premise: o pantă submersă cu înclinare omogenă și aluviuni de mărime și compoziție asemănătoare. Când are loc trecerea crestei valului, în stratele adânci se formează curenți de apă, în direcția țărmului, pentru ca în momentul în care trece și talpa valului să se formeze curenți inverși. În astfel de condiții, aluviunile se deplasează spre țărm, iar ulterior se întorc înapoi. În tot acest circuit intervine și forța de gravitație, care în cazul valorilor mari ale pantei frânează mișcarea spre țărm și o amplifică pe cea spre larg. Se ajunge pe această cale ca după o oscilație completă, particulele să fie duse la o anumită distanță, mai spre larg. Lucrurile stau cu totul altcumva în cazul apelor cu adâncime redusă, unde din cauza deformării valurilor, ele cresc în înălțime astfel încât influența lor contrabalansează forța de gravitație. În condițiile date, particulele aluvionare după ce inițial se deplasează spre linia țărmului, revin la retragerea valului în locul inițial, unde se acumulează. Deoarece spre țărm adâncimea apei scade tot mai mult, aluviunile ajung să se deplaseze, la răsturnarea valului, pe un segment mai lung decât cel pe care se deplasează înapoi la retragerea valului. Ele ajung astfel să avanseze pe linia țărmului, unde are loc acumularea lor sub formă de plaje, bancuri, cordoane litorale etc. (Cornaglia, 1891; Scheidegger, 1991).

Deplasarea longitudinală a aluviunilor este influențată de configurația țărmului, față de care valurile sunt foarte rar paralele. Din acest considerent se ajunge

ca unghiul de incidență al valului cu țărmul să se micșoreze treptat, astfel încât frontul valului se curbează și ajunge la țărm pe o direcție apropiată de cea a normalei, cu o deviație de $10 - 15^\circ$ (Mac, 1986). Prin luarea în considerare și a forței de gravitație direcția în care se deplasează aluviunile nu mai corespunde exact cu direcția mișcării valului, mai ales când are loc retragerea lui, astfel încât până ajung să fie acumulate, particulele de nisip sau pietriș efectuează o deplasare în zigzag (fig. 12. 10) de-a lungul liniei de țărm (Mac, 1986). Conform autorului citat, dacă litoralul este supus acțiunii curenților, aluviunile sunt transportate în general de-a lungul coastei, conform direcției vânturilor dominante.

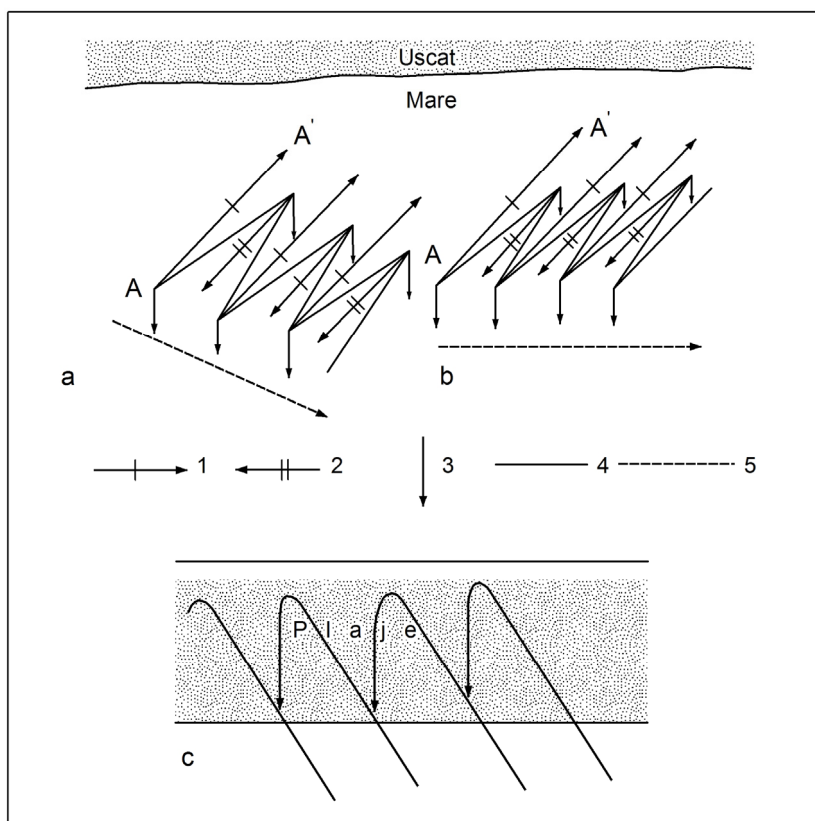


Fig. 12. 10. Schema deplasării longitudinale a aluviunilor; a – deplasare longitudinală în asociație cu transversală; b – deplasare longitudinală; c – deplasare longitudinală laterală de țărm; 1 – direcția impulsurilor de oscilație directă; 2 – direcția impulsurilor inverse; 3 – vectorii forței de greutate; 4 – traiectoria particulelor; 5 – direcția generală de deplasare a particulelor (Mac, 1986, p. 166)

De cele mai multe ori particularitățile oferite de diverse sectoare de litoral permit ca alături de deplasarea individuală a particulelor de aluviuni să se înregistreze deplasări în masă, sub forma unor curenți de aluviuni.

Curentul de aluviuni este determinat de starea medie a regimului hidrodinamic, într-un timp mai îndelungat, ca rezultat al manifestării valurilor și curenților (Mac, 1986). Conform sursei citate, trăsăturile principale ale curentului aluvionar sunt: capacitatea (cantitatea maximă de aluviuni pe care curentul de apă o poate transporta de-a lungul unei sector a litoralului, în unitatea de timp), grosimea (cantitatea de material ce trece printr-o anumită secțiune în unitatea de timp) și saturația (starea curentului la care capacitatea lui este egală cu densitatea; indicele de saturare este raportul dintre grosime și capacitate).

Se explică astfel de ce relieful submers este influențat de saturație. Dacă ea se realizează integral, toată energia valurilor este consumată pentru transportul aluviunilor, în timp ce în caz contrar o parte din aceasta se consumă pentru curățirea suprafeței submerse sau a falezei (Mac, 1986). Conform autorului citat, la transportul aluviunilor, din domeniul litoral, alături de valuri o contribuție însemnată o au mările și curenții oceanici, cei care determină transportul în suspensie pe distanțe mari.

12.1.3. Acumularea litorală

Ea reprezintă un proces geomorfologic complex în urma căruia o parte din aluviunile transportate, de către apele mărilor și oceanelor, se depun, generând forme de relief specifice. Cauza principală a declanșării aluvionării o reprezintă scăderea energiei disponibile, a valurilor, mareelor și curenților oceanici, pentru a mai transporta aluviunile și materialele din apă.

Acestea din urmă au o origine foarte variată: unele sunt rezultatul proceselor de abraziune, altele sunt aduse prin intermediul râurilor și torenților, erupțiilor vulcanice, vânturilor, ghețarilor; la acestea se adaugă cele preparate in situ datorită meteorizației și a proceselor de deplasare în masă, specifice țărmurilor înalte; de asemenea, cantități importante se formează prin activitatea viețuitoarelor etc. (Mac, 1986).

Depozitele de aluviuni din domeniul litoral se formează în ape cu adâncime redusă. Acumularea în apropierea liniei țărmului este influențată și de dimensiunea aluviunilor aflate în suspensie. O importanță deosebită prezintă în acest sens diametrul critic al acestora, el fiind egal cu aproximativ 0,05 mm (Mac, 1986). Conform autorului citat, dacă valoarea lui este mai redusă aluviunile se mențin doar ca suspensii și sunt transportate de curenții litorali, care le vor duce departe în larg. De asemenea, limitele superioare ale dimensiunii aluviunilor mobilizate, transportate și apoi acumulate sunt determinate doar de forța valurilor, diametru fragmentelor de rocă putând depăși, în unele cazuri, un metru.

Predominarea proceselor de acumulare, în cadrul anumitor sectoare de litoral, conduce la geneza unei game variate de forme de relief, începând cu cele submerse și continuând cu cele emerse, care tind să se atașeze uscatului, în complexul proces de evoluție a țărmurilor (Roșian, 2017).

12.2. RELIEFUL LITORAL

Formele de relief generate de către procesele geomorfologice specifice domeniului litoral se împart în două categorii: de abraziune și de acumulare. După cum se observă, din denumirea lor, cu toate că ele sunt în mod direct rezultatul eroziunii și depunerii, la geneza lor participă și procesul de transport, cel care îndepărtează fragmentele de rocă erodate și apoi le direcționează spre locul de acumulare.

12.2.1. Formele de relief generate de abraziune

În urma procesului de abraziune se formează cele mai spectaculoase și stabile forme de relief din domeniul litoral. Dintre acestea, alături de formele de detaliu, se remarcă: falezile, platformele de abraziune și terasele litorale.

12.2.1.1. Faleza

Reprezintă o formă de relief abruptă, cu aspect de perete, localizată de obicei la contactul dintre uscat și mare. La partea inferioară este prevăzută cu o firidă de abraziune. Declivitatea unei faleză variază de la 40° până la 90° sau chiar mai mult dacă este în surplombă (Bird, 2008), iar înălțimea este cuprinsă între câțiva metri și câteva sute de metri.

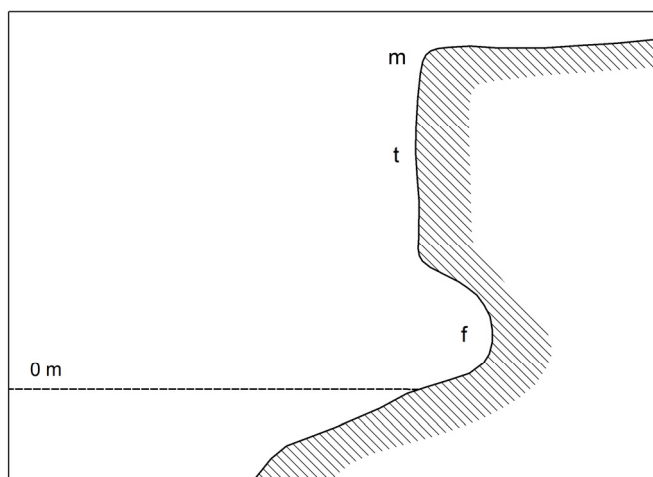


Fig. 12. 11. Faleza și elementele sale; m – mucă; t – taluzul; f – firida; 0 m – nivelul mării (Mac, 1976, p. 260)

În componența unei faleză pot fi identificate mai multe elemente, dintre care se remarcă următoarele: mucă, taluzul și firida (în funcție de dimensiuni aceasta

poate fi sub formă de surplombă sau nișă de abraziune) (fig. 12. 11). Firidele bine dezvoltate sunt caracteristice falezelor din zona intertropicală, unde la dezvoltarea lor contribuie și procesele de meteorizație (Rădoane et al., 2001). Conform sursei citate, în zona extratropicală slaba dezvoltare a firidelor este pusă pe seama ecartului mare de înălțime al mareelor, context în care energia valurilor nu se concentrează pe o suprafață restrânsă.

Firida de la partea inferioară a falezei este rezultatul acțiunii valurilor, care prin coraziune și șoc mecanic creează goluri. Taluzul falezei, situat la partea superioară a firidei, se prezintă suspendat. Acțiunea repetată a valurilor puternice, din timpul furtunilor, determină ca rocile din componența părții suspendate să se despică, apoi să se surpe și să se acumuleze, pentru puțin timp, la baza falezei, sub forma unui grohotiș maritim. Ulterior, pe măsură ce sunt fragmentate și mărunțite de valuri, materialele provenite din faleză sunt preluate de către contracurenți și duse în larg, astfel încât, baza falezei rămâne din nou liberă și deschisă noilor acțiuni ale valurilor (Mac, 1976).

Repetarea procesului conduce în timp la retragerea falezei și în consecință la geneza platformei de abraziune. Dezvoltarea acesteia se face corelat și ritmic, în funcție de intensitatea mecanismelor care mențin firidele active și înlesnesc surparea abrupturilor de la partea superioară a acestora.

O dată cu împingerea falezei în domeniul uscatului continental are loc creșterea lungimea suprafeței de abraziune, ceea ce determină ca valurile să se spargă la o distanță tot mai mare de firidă (Posea et al., 1976). Se ajunge astfel ca abraziunea să diminueze, iar faleza să devină stabilă.

Extinderea considerabilă a unor platforme de abraziune a fost pusă pe seama retragerii falezelor. Acest fapt este susținut și de către A. C. Ramsay (1846), F. Richtofen (1886) și D. W. Johnson (1919) în teoriile lor despre geneza și evoluția țărmurilor (fig. 12. 12).

Ramsay (1846) afirma că abraziunea deține rol principal în geneza și retragerea falezelor, având ca rezultat final platforma de abraziune (fig. 12. 12).

Richtoffen (1886) pune extinderea considerabilă a platformelor litorale pe seama submersiei treptate a uscatului, fenomen care permite mării să acționeze continuu asupra noi suprafețe de teren (fig. 12. 12).

Johnson (1919) aprecia că și la niveluri stabile se pot dezvolta platforme de abraziune extinse. Ca urmare, după retragerea falezei acțiunea apei asupra ei se diminuează, dar se mută asupra platformei de abraziune, căreia îi reduce altitudinea, în tendința de atingere a unui echilibru dinamic. Se creează astfel un nou loc, unde apa va avea o adâncime suficientă pentru a-și relua acțiunea asupra falezei, care se va solda cu extinderea platformei de abraziune (fig. 12. 12).

Trăsăturile morfologice ale falezelor și a platformelor de abraziune diferă de la un loc la altul, în funcție de condițiile locale: structura coastelor, natura și intensitatea proceselor care le-au modelat, modul de expunere la acțiunea valurilor,

condițiile climatice și mișcările tectonice (cele care vor influența regresiunile și transgresiunile maritime).

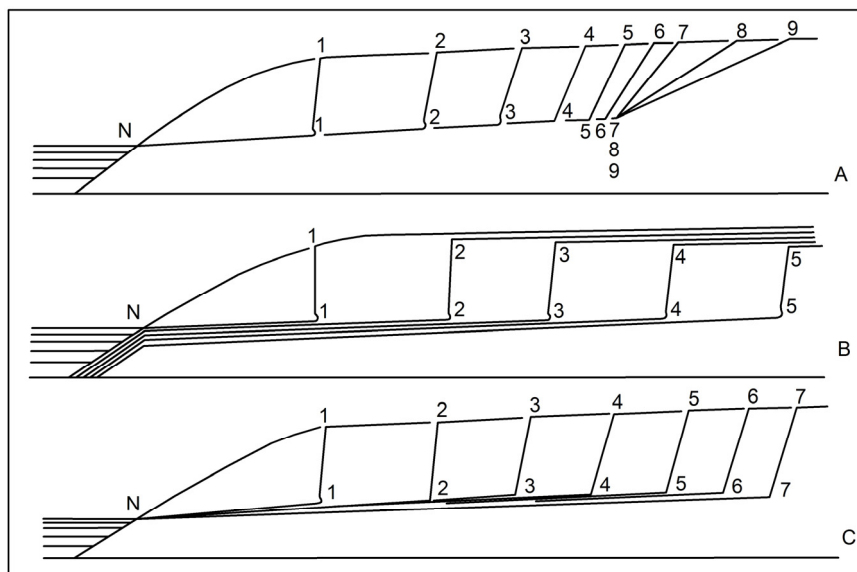


Fig. 12. 12. Retragera falezelor și formarea platformei de abraziune (A – Ramsay, 1846; B – Richtofen, 1886; Johnson, 1919, citați de Posea et al., 1976, p. 466)

Cele mai utilizate criterii pentru clasificarea falezelor sunt: aspectul, stadiul de evoluție, tipul rocii etc.

După aspect falezile pot fi: înalte sau joase; drepte sau oblice; simple (când litoralul este uniform) și duble sau în trepte (când se formează pe depozite alcătuite din alternanțe de roci cu durități diferite) (Mac, 1976).

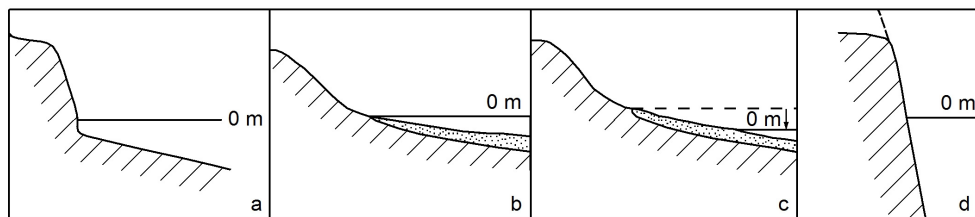


Fig. 12. 13. Tipuri de faleză; a. funcțională; b. stabilizată; c. inactivă; d. tectonică (falsă) (Posea et al. 1976, p. 466)

Raportat la stadiul de evoluție falezile pot fi: funcționale sau în retragere și nonfuncționale (fig. 12. 13). Pe fondul mișcărilor tectonice se pot forma faleză etajate (Mac, 1976). Alături de falezile formate prin abraziune se întâlnesc și faleză false, a căror origine este de natură tectonică (Josan et al., 1996).

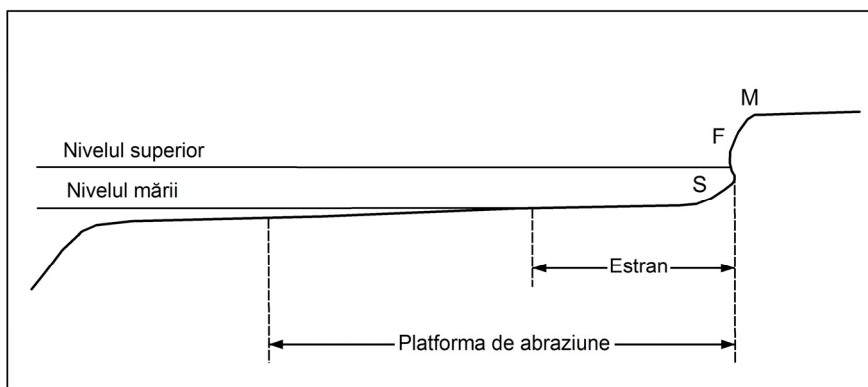
În funcție de tipul de rocă, în care au fost sculptate, se evidențiază: faleze în roci friabile (loess, argilă, marnă, cretă etc.) și faleze în roci rezistente sau dure (granite, șisturi, calcare, gresii etc.) (Mac, 1976).

Interesantă este și clasificarea propusă de Davies (1980), cel care ia în considerare diferențele existente în desfășurarea proceselor de abraziune în funcție de tipul climatului; conform acestuia se pot identifica următoarele tipuri: faleze tropicale (sunt însoțite de recifuri și acoperite cu vegetație abundentă, motiv pentru care au rate de retragere și valori reduse ale declivității), faleze din regiuni aride (sunt caracterizate de lipsa aluviunilor aduse de râuri, ceea ce conduce la expunerea lor la agresiunea valurilor), faleze din zona temperată (pe coastele vestice ale oceanelor sunt abrupte din cauza energiei considerabile de care dispun valurile care se sparg la baza lor) și faleze din zona rece (sunt puțin înclinate din cauza protecției oferite de gheața care se formează sezonier la baza lor și datorită evoluției prin intermediul proceselor periglaciare intense).

12.2.1.2. Platforma de abraziune

Constituie o formă de relief generată predominant de abraziune, care înclină dinspre faleză spre linia țărmului.

Dezvoltarea acesteia are loc concomitent cu retragerea falezei, pe fondul dinamicii proceselor geomorfologice care acționează în cadrul firidei și pe taluzul de la partea superioară a ei (fig. 12. 14). Procesele intense de abraziune, care se manifestă timp îndelungat, susțin formarea unor platforme extinse. Platforma de abraziune mai este denumită și platformă litorală. Dacă pe suprafața platformei de abraziune se acumulează și depozite specifice plajelor, ea are un caracter mixt.



**Fig. 12. 14. Platforma de abraziune; M – muchia falezei;
F – frontul falezei; S – surplusul (Mac, 1996, p. 208)**

Platformele de abraziune au o suprafață aproape netedă, ușor convexă și slab înclinată (de obicei sub 3-5°), având limita dinspre mare fie tranșantă (sub forma

unui taluz abrupt localizat în apa adâncă), fie lină până la aproximativ 10 m sub nivelul apei (Rădoane et al., 2001). Pe suprafața platformei de abraziune pot exista resturi ale falezei aflate în retragere; ele se prezintă sub formă de arcuri, coloane, martori erozivo-structurali sau acumulări de materiale, provenite fie din faleze, fie aduse de râuri (Rădoane et al., 2001).

La formarea și aspectul platformelor de abraziune o influență considerabilă vine dinspre structură și rocă (Bird, 2008).

Când rocile sunt friabile, dispuse în strate subțiri și înclină paralel cu țărmul se formează platforme de abraziune extinse. Comparativ cu această situație, dacă rocile din componența litoralului sunt rezistente la eroziune, rezultă platforme de abraziune înguste și înclinate.

La modul general platformele de abraziune înclină dinspre locul atins de cele mai înalte marea spre nivelul mediu al mareelor minime, motiv pentru care gradientul lor este în raport direct cu ecartul de variația al mareelor (Rădoane et al., 2001).

Platformele de abraziune pot rămâne suspendate și inactive sub aspect morfogenetic, atunci când din diverse cauze, cum ar fi cele tectonice sau climatice, nivelul mării scade.

12.2.1.3. Terasale litorale

Din cauza mișcărilor tectonice sau a variațiilor climatice se poate ajunge ca faleza și o parte a platformei de abraziune să ajungă suspendate față de nivelul apei (existent în timpul formării lor), sub forma unor terase.

Cele mai dezvoltate terase litorale se întâlnesc pe țărmurile aferente podișurilor și munților, care au evoluat pe fondul unor ridicări tectonice sacadate sau au fost supuse unui eustatism repetat (Ielenicz, 2005). Extensiunea și numărul teraselor va fi astfel influențată de maniera în care variază pe termen lung nivelul apei din mări și oceane.

Ridicarea neregulată a uscatului este cea care stă la baza formării teraselor, în sensul că ridicările rapide determină formarea podului terasei, reprezentând o fostă terasă de abraziune (Achim, 2016), iar cele mai atenuate, prin favorizarea abraziunii, contribuie la geneza frunții terasei litorale, care de fapt este o faleză (Mac, 1976). O dată generată o platformă de abraziune, dacă uscatul se ridică sau nivelul mării coboară, devine uscat, iar marginea ei externă, va fi modelată de valuri, care o vor transforma într-o faleză nouă (Ielenicz, 2005). În acest mod, vechea platformă primește aspect de treaptă (terasă), ce domină linia de țărm cu altitudini care variază de la câțiva metri la zeci de metri. Din cauză că ea este numai rezultatul procesului de eroziune marină a fost denumită terasă de abraziune (Ielenicz, 2005).

Existența teraselor litorale în zona temperată și îndeosebi pe litoralul Mării Mediterane, unde există 3 – 5 trepte de acest fel, se explică și prin mișcările glacio-eustatice din Cuaternar.

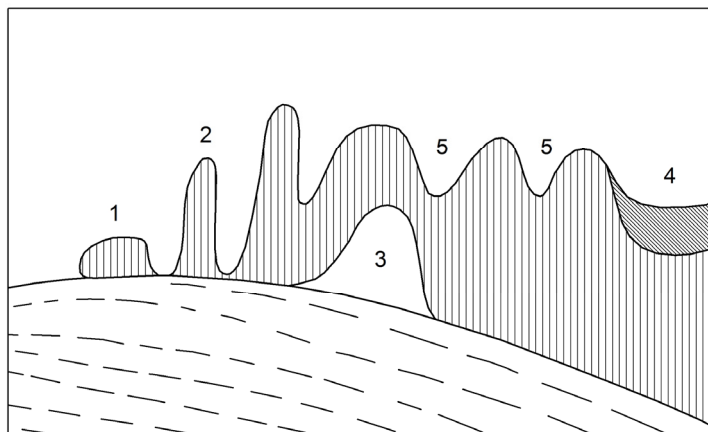


Fig. 12. 15. Forme de relief specifice promontoriilor; 1 – insule; 2 – stâlpi; 3 – porți; 4 – văi suspendate; 5 – chei (Mac, 1976, p. 264)

Alături de faleze, platforme de abraziune și terase, în domeniul litoral, se întâlnesc și **forme de eroziune de detaliu**. De pildă, acțiunea exercitată de către apa mării asupra unui promontoriu îl modifică, săpând în el grote, dăltuind porți și detașând în cele din urmă insule (Mac, 1976) (fig. 12. 15).

12.2.2. Formele de relief de acumulare litorală

Comparativ cu precedentele acestea se dovedesc mult mai instabile, deoarece în componența lor predomină fragmente fine de rocă aduse de: valuri, marea, curenți, râuri, ghețari etc. În urma triajului și modelării realizate de către apa mărilor și oceanelor ele sunt ulterior acumulate sub formă de: plaje, bancuri litorale, cordoane litorale, câmpii litorale etc.

12.2.2.1. Plaja

Reprezintă o formă de relief de construcție litorală, specifică țărmurilor joase, adăpostite și cu ape puțin adânci, generată prin acumularea nisipului, pietrișurilor, cochiliilor și altor materiale vehiculate de apa mărilor sau aduse de către râurile care vin de pe uscat; toate aceste materiale sunt neconsolidate (Davidson-Arnott, 2010).

Nu este exclusă prezența plajelor la baza unor faleze continuate cu platforme de abraziune slab înclinate, caz în care au aspectul unor fâșii înguste și paralele cu țărmul (Rădoane et al., 2001).

Aluviunile și materialele care intră în compoziția plajei provin atât de pe uscat cât și din apă. Dintre acestea cele mai diverse și mai numeroase sunt cele aduse de pe uscat. Se evidențiază în acest sens aluviunile transportate de râuri, materialele rezultate în urma deplasărilor în masă, a modelării torențiale și a meteorizației care afectează domeniul litoral.

Forma aplatizată a plajelor dovedește că ele sunt rezultatul acumulării aluviunilor și materialelor, transportate de către valuri. Acest fapt este susținut și de ordonarea elementelor componente, care fiind împinse de valuri se dispun cu axa mare paralelă cu malul, fiecare galet repauzând pe cel situat mai spre țărm (Mac, 1976).

Examineate granulometric, mineralogic și petrografic, elementele componente diferă de la o plajă la alta, reflectând aria sursă de furnizare a lor. Chiar și în cadrul aceleiași sector de plajă, ca urmare a activității valurilor și curenților, materialele vor fi sortate în funcție de dimensiune și formă; elementele mai grosiere și mai puțin rulate vor fi depuse la partea superioară a plajei, pe când cele mai fine în direcția de retragere a curentului de contraspălare și a mareelor (Rădoane et al., 2001).

Deplasarea aluviunilor care alcătuiesc plajele are la bază două direcții: prima este perpendiculară pe țărm (determină profilul plajei), iar a doua paralelă țărmului (edifică formele unghiulare și aliniate ale coastei) (Mac, 1986).

Granulometria depozitelor de plajă este influențată de tipul rocii din care provin; la țărmurile alcătuite din roci sedimentare va predomina pietrișul, iar la cele din roci metamorfice și eruptive nisipul.

Urmărită în profil transversal morfologia plajei este influențată de granulometria materialelor constituente, de tipul mareelor și de caracteristicile valurilor. Analizată în profil transversal forma plajei poate fi: concavă, convexă, în trepte sau mixtă.

Elementele componente ale plajei se pot individualiza pe baza criteriului formei și al granulometriei. În profilul transversal al majorității plajelor, dar mai ales a celor nisipoase, se pot identifica trei sectoare morfodinamice (fig. 12. 16):

- **plaja înaltă** este localizată deasupra liniei superioare a valurilor de furtună sau a fluxului, fiind acoperită de apă numai la furtuni puternice. În componența ei predomină crestele și treptele de plajă, alcătuite preponderent din materialele grosiere. În cuprinsul plajei înalte se poate observa existența unei suprafețe orizontale sau care înclină ușor spre uscat, denumită bermă; unele plaje pot să aibă mai multe berme, în timp ce în cazul altora pot să lipsească, după cum este în situația celor alcătuite din pietriș sau materiale și mai grosiere) (Rădoane et al., 2001);

- **plaja propriu-zisă** constituie sectorul pe care valurile se deplasează permanent, determinând cele mai multe modificări de ordin granulometric și morfologic (Ielenicz, 2005). În urma analizei în profil transversal se individualizează două trepte: cea superioară (prezintă o stabilitate mai mare și este afectată doar de valurile mai înalte), respectiv cea inferioară (este supusă unei

nivelări continuu). Sub aspect morfologic partea superioară este convexă, iar cea inferioară concavă (Posea et al., 1976);

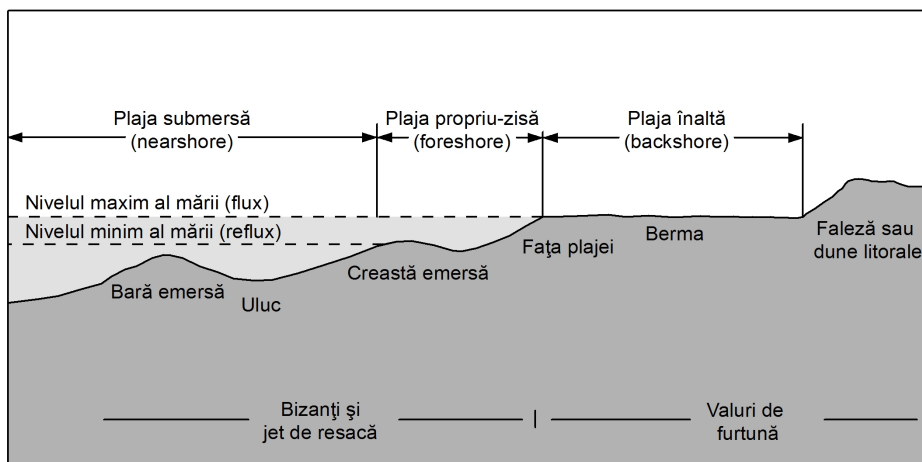


Fig. 12. 16. Profilul tipic al plajei în cadrul domeniului litoral (Ritter, 1986, cit. de Rădoane et al., 2001, p. 306)

- **plaja submersă** se află permanent acoperită cu apa apă și are formă concavă; este caracterizată de o granulometrie fină, predominant fiind nisipul, la care se adaugă pietrișul și resturile de cochilii și de scoici.

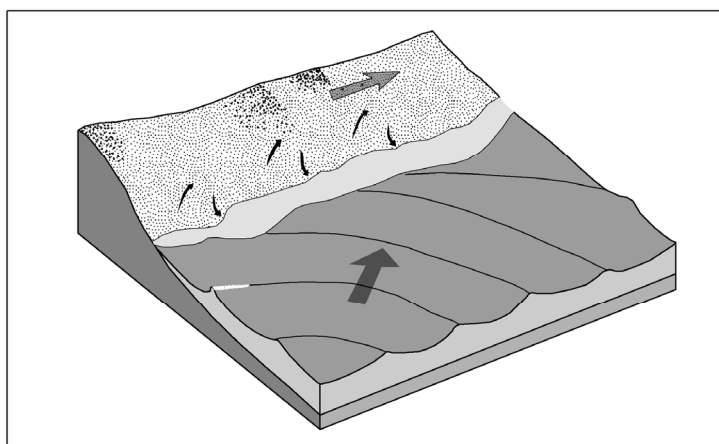


Fig. 12. 17. Transportul sedimentelor în zigzag de-a lungul plajelor datorită valurilor oblice (Grecu și Palmentola, 2003, p. 357)

Din cauza poziției pe care o deține, la limita dintre uscat și apă, la care se adaugă procesele geomorfologice specifice, plaja variază ca dimensiune și prezintă o accentuată instabilitate. Morfologia plajei depinde astfel de caracterul valurilor predominante și de energia lor disponibilă. De exemplu, dacă mai active sunt valurile

care înaintază va avea loc acumularea, iar dacă cele care se retrag va predomina eroziunea (Grecu și Palmentola, 2003). Aluviunile și materialele ajunse la adâncimea la care nu se mai resimte mișcarea valurilor, ies din sistemul sedimentar costier, iar cele care rămân descriu de-a lungul său o traiectorie în zigzag (Grecu și Palmentola, 2003) (fig. 12. 17). La eroziunea și retragerea plajelor poate contribui inclusiv reducerea aportului de aluviuni aduse de râuri; dintre cauze se remarcă, reducerea cantităților de precipitații, realizare de baraje etc. (Bird, 2008).

Un rol important, la îndepărtarea sedimentelor din componența plajelor, în au curenții de reabsorbire (rip currents), denumiți și de tăiere, atunci când sunt perpendiculari pe linia de țărm (Grecu și Palmentola, 2003).

Pe suprafața plajelor există și **microforme de relief** de tipul: festoanelor, conurilor de plajă, ripple-marks-uri de valuri, brazdelor litorale, dunelor litorale etc.

Festoanele sunt ondulări mici, cu dimensiuni de până la câțiva zeci de centimetri, de formă simetrică sau asimetrică.

Conurile de plajă reprezintă festoane de dimensiuni mult mai mari, cu aspect de cupă de lingură răsturnată, formate la partea superioară a plajei (Rădoane et al., 2001) (fig. 12. 18).

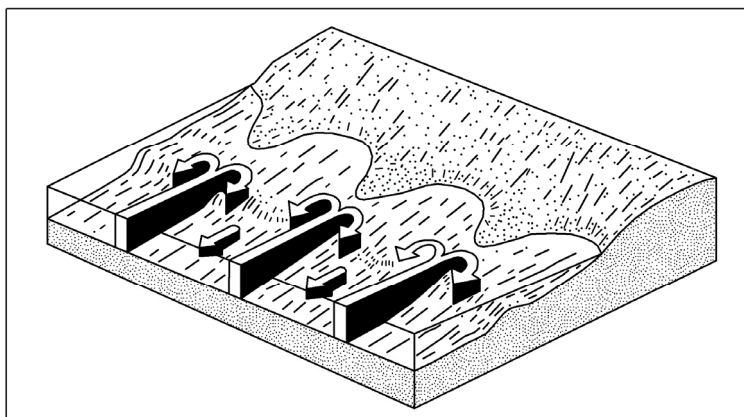


Fig. 12. 18. Formarea conurilor de plajă (Selby, 1985, citat de Rădoane et al., 2001, p. 310)

Acestea sunt specifice plajelor alcătuite din nisip și pietriș, iar conform ipotezei propuse de Johnson (1910) și Kuenen (1948, citat de Masselink și Pattiaratchi, 1998) sunt rezultatul eroziunii neregulate a feței plajei, de către jetul de resac. Eroziunea provocată de acesta transformă progresiv microdepresiunile inițiale în microgolfuri, până când apa depășește o anumită adâncime critică, moment în care jetul de resac este refractat în așa fel încât materialele groșiere sunt depozitate în conuri, iar cele fine transportate în larg (Rădoane et al., 2001). Ulterior microgolfurile și conurile se extind până când apa din partea centrală a lor atinge o adâncime limită, care impune ca acțiunea jetului de resac să fie încetinită; ajunse în

acest stadiu microgolfulurile și conurile trec într-o presupusă stare de echilibru (Rădoane et al., 2001).

Ripple-marks-urile sunt undulări submerse, denumite și riduri, care se formează datorită oscilației valurilor și curenților litorali.

Brazdele litorale sunt ripple-marks-uri de dimensiuni mai mari, formate la partea superioară a plajei submerse; acestea se dispun paralel sau oblic față de țărm și prezintă înălțimi care variază de la câțiva centimetri până la 10 – 15 m (Mac, 1976).

Dunele litorale chiar dacă nu sunt creația directă a apelor din domeniul litoral, ele dau de multe ori nota de originalitate a unor plaje. Apartenența la plaje este dată de proveniența materialelor ce intră în alcătuirea lor, care anterior au fost prelucrate de către valuri. În mod normal dezvoltarea dunelor depinde de schimbul de sedimente, dintre plajă și suprafața țărmului pe care acționează vântul, schimb care variază cu: viteza și direcția vântului, intervalul marilor, disponibilitatea și caracteristicile sedimentelor, precum și cu morfologia starea dinamică a plajei și a țărmului (Houser și Ellis, 2013). Un rol important în formarea dunelor litorale o au brizele. Ziua briza este mult mai puternică, iar noaptea, pe lângă atenuarea ei intervine și gradul mai ridicat de coeziune al particulelor de nisip datorită umidității mai mari, ceea ce determină deplasarea particulelor în direcția uscatului (Mac, 1976). De obicei dunele sunt localizate pe plaja înaltă, unde cu timpul pot fi stabilizate cu vegetație.

12.2.2.2. Bancurile litorale

Reprezintă acumulări submerse de nisipuri și pietrișuri, construite de către valuri și curenți; prin aport substanțial de sedimente ele pot deveni emerse. Formarea bancurilor este favorizată de existența apelor puțin adânci, de prezența nisipurilor și pietrișurilor în cantități mari și de pierderea energiei valurilor și curenților litorali, fenomen care permite descărcarea materialelor pe care le transportă (Mac, 1976). La geneza lor, alături de configurația locală a țărmului, o contribuție esențială au valurile și curenții de derivă litorală (Mac, 1986).

Dimensiunile bancurilor litorale variază foarte mult mergând de la câțiva metri la peste 1 km lățime; lungimea lor este de câteva sute de metri până la zeci de km, în timp ce înălțimea nu depășește 5 – 7 m, decât excepțional.

Bancurile litorale submerse sunt rezultatul descărcării valurilor în zona de inflexiune a plajei submerse. Fiind un fenomen repetitiv are loc atașarea de noi materiale în direcția țărmului, ceea ce provoacă aplatizarea valurilor și slăbirea curentului de recul (Mac, 1976). Pe măsură ce se dezvoltă bancul submers crește în direcția țărmului, apoi devine emers și ajunge în poziția de grind litoral și cordon litoral.

Pe această cale între bancurile litorale și uscat se formează lagune, care nemaiavând legătură cu marea se colmatează.

12.2.2.3. Cordoanele litorale

Întrunesc condiții propice de formare la țărmurile cu golfuri și promontorii, în sectoarele poziționate lângă proeminente, dar lipsite de o dinamică accentuată a apei (Masselink et al., 2014). În cadrul acestor sectoare materiale transportate de valuri se depun, dezvoltându-se în direcția atenuării energiei curentului. Din cauza formei alungite pe care o au ele au fost denumite și **săgeți litorale**.

Acestea din urmă se extind continuu în direcția derivei litorale, cu excepția situațiilor când alte mișcări ale apei se interferează proceselor de construcție, devenind la extremități arcuite spre uscat, caz în care sunt numite **săgeți litorale recurbate** (Rădoane et al., 2001). Conform sursei citate formarea lor este pusă pe seama a două cauze:

- prima se referă la refractarea valurilor în jurul extremităților, ceea ce determină deplasarea spre uscat, prin intermediul derivei litorale a materialelor din acel loc (fig. 12. 19); raportarea acestui mecanism la lipsa arcuirii săgeților dezvoltate în sectoare adăpostite și cu ape puțin adânci, relevă că recurbaria apare de preferință în mediile macroditale, cu ape adânci, în faza de construcție a mareelor înalte;
- a doua cauză, a încovoierii capetelor săgeților, este datorată acțiunii unor ansambluri de valuri care vin din direcții diferite (Rădoane et al., 2001).

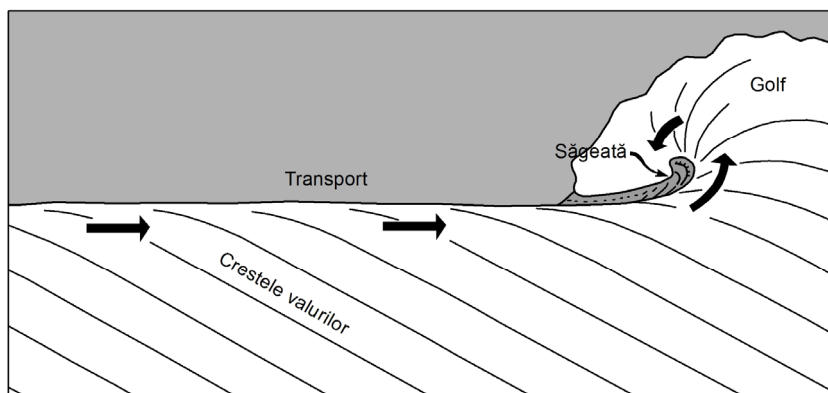


Fig. 12. 19. Formarea săgeților litorale (Strahler, 1963, citat de Strahler, 1973b, p. 484)

Unirea săgeților litorale, formate de o parte și de alta a unui golf, conduce la formarea de **cordoane litorale** sau **perisipuri**, care închid în spatele lor lagune (fig. 12. 20). În majoritatea cazurilor cordoanele litorale au deschideri, numite **portite**, prin intermediul cărora laguna comunică cu apa mărilor și oceanelor.

Deosebirea dintre săgeți litorale și perisipuri este dată de faptul că primele se pot extinde în larg, în timp ce secunde, prin unire, închid între ele spațiul dintre două promontorii, transformându-l în lagună (Rădoane et al., 2001).

În unele situații, când cordoanele litorale barează gura de vărsare a unui râu, se ajunge la formarea limanurilor, care sunt complet izolate de mare. Spre exemplificare pot fi menționate limanurile Mangalia și Techirghiol, de pe litoralul românesc al Mării Negre.

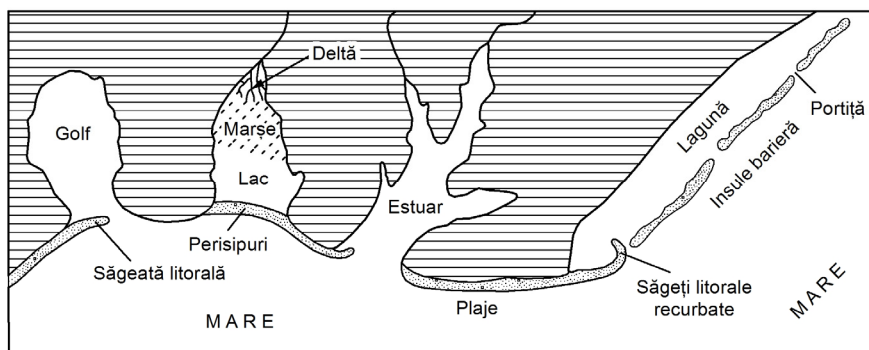


Fig. 12. 20. Forme litorale specifice țămurilor joase (Hosu, 2009, p. 104)

Dacă în apropierea țămurilor există insule, iar condițiile sunt favorabile, ele pot fi unite cu uscatul printr-un cordon denumit **tombolo**; acesta poate fi simplu (Gibraltar), dublu (Giens) sau triplu (Monte Argentario) (Mac, 1976) (fig. 12. 21). Astfel de cordoane litorale se formează prin refracția valurilor, în spatele insulei (Bird, 2008), sau prin difracția lor, pe fiecare latură, și depunerea materialelor în locurile de întâlnire a undelor, acolo unde apa nu este adâncă, iar curenții între insulă și țărm lipsesc.

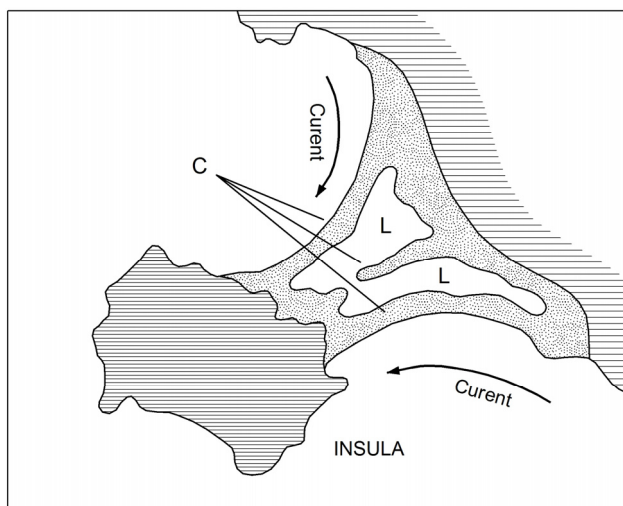


Fig. 12. 21. Tombolo triplu, în cazul Insulei Monte Argentario;
C – cordoane; L - lagune (Coteț, 1971, p. 354)

Există și cazuri în care, pornind din locuri diferite de la țărm, două săgeți litorale se pot dezvolta spre același loc, unde se unesc sub forma unui **vârf de lance** (fig. 12. 22).

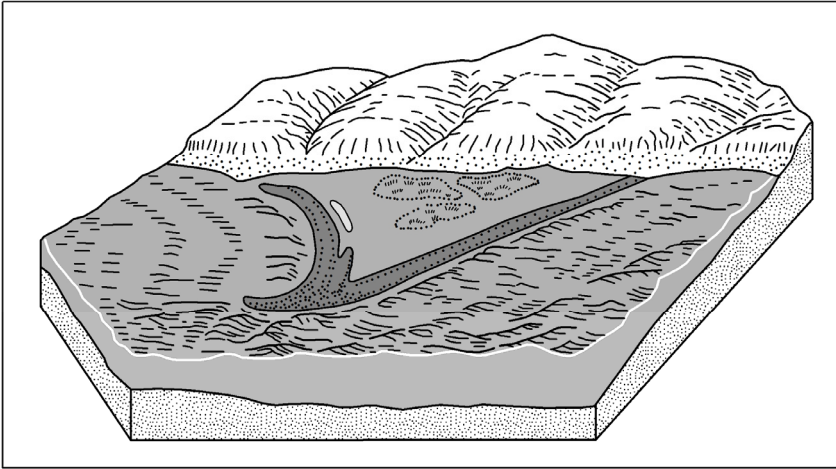


Fig. 12. 22. Cordon litoral în vârf de lance (Strahler, 1973b, p. 485)

Acumularea de materiale și aluviuni, între cele două săgeți litorale, care alcătuiesc vârful de lance și uscat, determină formarea unui **promontoriu lobat** (fig. 12. 23).

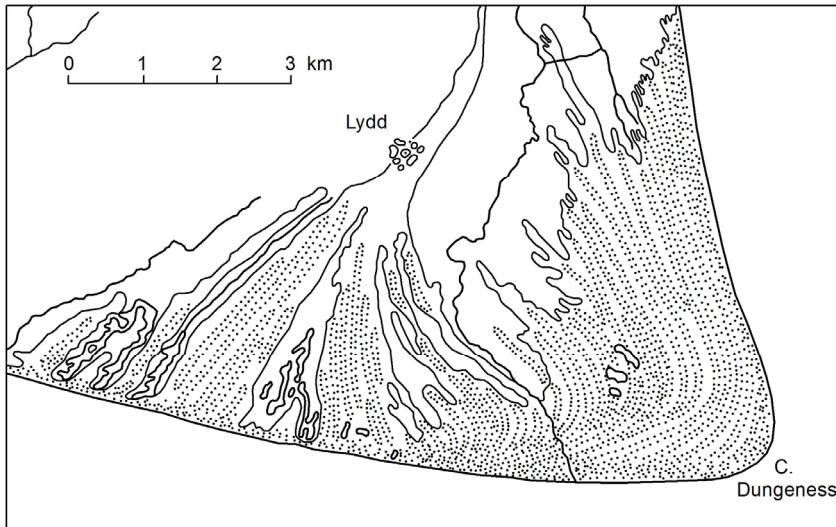


Fig. 12. 23. Promontoriu lobat (Capul Dungeness, din Strâmtoarea Dover – sud-estul Angliei) (Strahler, 1973b, p. 485)

Formele de relief generate de acumularea litorală determină la modul general simplificarea liniei țărmului, prin umplerea golfurilor, colmatarea gurilor de vărsare a râurilor, izolarea în interiorul uscatului a lacurilor, anexarea insulelor de uscat (Mac, 1976). După o evoluție îndelungată în această manieră, în spațiul în care se dă lupta între apă și uscat, se ajunge la formarea câmpiilor litorale.

12.2.2.4. Câmpiile litorale

Acestea sunt rezultatul izolării, de apele mărilor și oceanelor, a terenurilor aferente golfurilor și estuarelor, prin intermediul cordoanelor litorale.

Golfurile reprezintă pătrunderi largi ale mării în domeniul coastelor continentale. Formarea cordoanelor litorale, dinspre promontoriile care le delimitează, provoacă treptat colmatarea lor. La început prin închidere golfurile se transformă în lagune, pentru ca ulterior în cadrul acestora, procesele de acumulare a aluviunilor aduse de râuri și a celor care mai ajung din mare, peste cordoanele litorale, în timpul marilor furtuni, să se accentueze, conducând la apariția insulelor. În cele din urmă, prin colonizarea cu vegetație ele se extind și transformă laguna într-o mlaștină denumită marșă, care poate devenii cu timpul o suprafață de uscat.

Estuarele, definite ca locuri de vărsare a unor râuri în mări, prin intermediul unor guri lărgite de către flux și reflux, sunt și ele supuse colmatării cu aluviuni transportate de către râuri sau aduse de către apele mării. Deoarece materialele lăsate în urmă de fluxurile cele mai înalte, nu sunt întotdeauna evacuate în totalitate de către reflux, ele se acumulează inițial submers, în sectoarele unde dinamica apelor este mai redusă, pentru ca ulterior să se dezvolte, să fie fixate cu vegetație, iar în final să devină emerse. În acest mod se ajunge la transformarea estuarului într-un teritoriu mlaștinos, străbătut de canale, în care s-a pierdut energia unitară a râului și a mareei (Mac, 1976).

La fixarea aluviunilor, aduse de râuri și de flux, o contribuție semnificativă o are vegetația tolerantă la sare. Aceasta se dezvoltă inițial pe locul unor colonii, cum sunt cele de alge, și cu ajutorul rădăcinilor fixează mărul, favorizând acumulările viitoare. În acest mod anumite părți ale câmpiei litorale se ridică, prin colmatare, până la nivelul mareei înalte, formând o câmpie litorală mlaștinoasă sărată sau marșa sărată (saltmarsh) (Rădoane et al., 2001). Aceasta este compartimentată de către numeroase canale pe care mai poate pătrunde în continuare, pe fondul creșterii grosimii materialelor acumulate (Bird, 2008). Pe baza unui scenariu similar, în regiunile tropicale se întrunesc condiții genezei mlaștinilor cu mangrove (mangrove swamp). Pe țărmurile caracterizate de un nivel relativ stabil sau în scădere al apei, acestea se dezvoltă spre mare, atunci când există o cantitate suficient de mare de sedimente (Bird, 2008).

Un rol important în definitivarea câmpiilor litorale îl au mareaele. Curenții care circulă prin canalele mareice exercită o acțiune de eroziune asupra lor, reușind să le mențină deschise, contrar acțiunii curentului litoral care tinde să le închidă. Materialele fine, provenite din eroziunea falezelor, la care se adaugă aluviunile aduse de râuri, sunt purtate în suspensie de către curenții mareici, până când se amestecă cu apa dulce, moment în care particulele coloidale se aglomerează în mici agregate (prin procesul de floculație), după care se depun în golfuri și estuare, determinând colmatarea treptată a acestora (Rădoane et al., 2001).

12.2.2.5. Formele de acumulare litorală datorate viețuitoarelor

Caracteristicile fizice și chimice ale apelor oceanice favorizează dezvoltarea unor organisme, din a căror resturi rezultă forme de relief specifice.

Coralii sunt organisme maritime care viețuiesc în ape ce oferă condiții ecologice deosebite, cuprinse între 28° latitudine nordică și sudică. Temperatura apei trebuie să fie peste 17 °C, dar să nu depășească 34 °C, salinitatea între 23 – 42‰, oxigenarea intensă, iar gradul de turbiditate redus (Kench, 2013).

Luând în considerare aceste condiții, arealul de răspândire a coralilor corespunde cu zona caldă, cuprinsă între tropice.

Coralii au un corp gelatinos care este protejat de un schelet calcaros și viețuiesc în colonii alcătuite din foarte mulți indivizi. În timp ce unii mor, peste ei se dezvoltă alte exemplare, conducând formarea unor depozite de calcar coraligen, puternic cimentat și alcătuit din scheletele de coralilor. Depozitele astfel formate au aspectul unor proeminente, care ajung de obicei până la suprafața apelor marilor și oceanelor. Pentru desemnarea lor se folosește denumirea de recife sau recifuri. La geneza lor, alături de corali, participă și madreporele (Grecu și Palmentola, 2003).

Recifurile sunt de trei tipuri: marginale sau litorale, de tip barieră și de tip atol (Darwin, 1898). Recifurile lineare se împart în două categorii: recifurile franj (sau litorali) și recifurile barieră (fig. 12. 24).

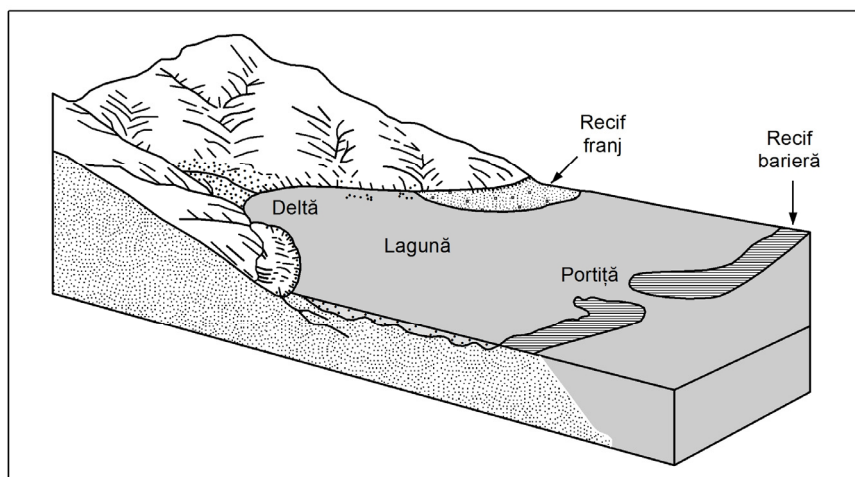


Fig. 12. 24. Tipuri de recifuri (Davis, 1928, citat de Strahler, 1973b, p. 495)

Recifurile marginale sau de franj se formează direct pe platforma continentală, având lățimea maximă (0,3 – 2,5 km) în dreptul promontoriilor. Ei sunt specifici litoralului intertropical al Africii, țărmurilor Mării Roșii și ale Peninsulei Florida, precum și Oceanului Indian etc.

Recifurile barieră se remarcă prin faptul că sunt despărțite de țărm printr-o lagună; acestea pot atinge lățimi de până la 1 km, iar lagunele din spatele lor sunt puțin adânci și cu insule coraligene; sunt caracteristice țărmurilor Australiei, unde formează Marea Barieră de Corali (Great Barrier Reef), ajungând la lățimi de câteva sute de metri și lungimi de sute de km. Marea Barieră de Corali este localizată la distanțe cuprinse între 50 și 150 km de țărm, având o lungime însumată de peste 2.000 km și lățimi de până la 95 km; bariere de corali, de dimensiuni mai reduse, s-au format și în jurul insulelor Samoa, Tahiti, Caroline, precum și țărmurile Mării Roșii (Josan et al., 1996).

Atolii sunt recife coraligene de formă inelară sau circulară, care închid la interior o lagună cu adâncimi cuprinse între 25 și 100 m. Lățimea inelului coraligen poate ajunge la 500, în timp ce partea emersă a lui rar depășește 3 m. De asemenea, inelul atolului poate fi prevăzut cu deschideri, prin intermediul cărora laguna comunică cu marea (Strahler, 1973b).

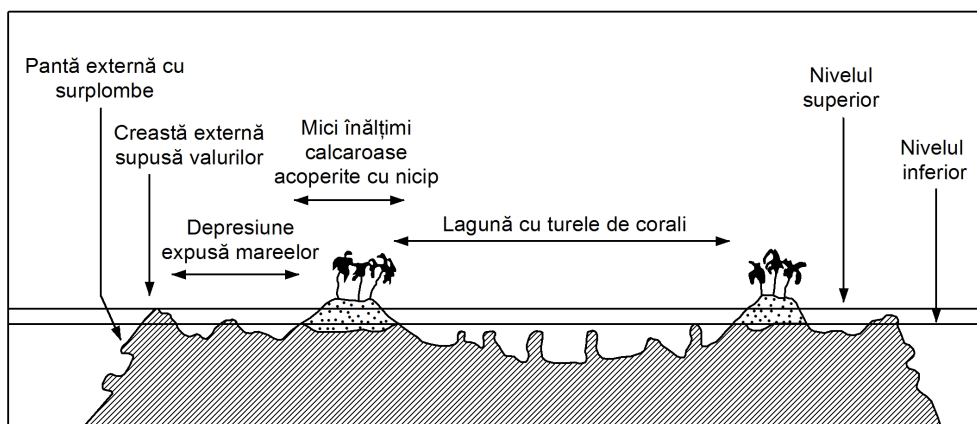


Fig. 12. 25. Profil transversal printr-un atol tipic (Ulithi – Insulele Caroline)
(Haggett, 1979, citat de Cioacă, 2006, p. 229)

Diametrul atolilor poate depăși 50 km, iar flancurile lor exterioare sunt abrupte și coboară până la adâncimi de ordinul sutelor sau miilor de metri (fig. 12. 25). Acești sunt des întâlniți în Oceanul Pacific, unde se găsesc în jurul insulelor Caroline, Marshall, Gilbert, precum și Oceanul Indian.

12.3. TIPOLOGIA ȚĂRMURILOR

Varietatea deosebită a tipurilor de țărm își are originea în interacțiunea factorilor care au direcționat modelarea scoarței terestre, la contactul dintre apele Oceanului Planetar și uscat (Roșian, 2017). Interacțiunea dintre uscat și mare nu se realizează de-a lungul unei linii, ci prin intermediul unei fâșii cu lățimi variabile denumite țărm; el este astfel fâșia litorală cuprinsă între nivelul cel mai

ridicat al mării și nivelul cel mai scăzut al acesteia, din timpul mareelor (Josan et al., 1996).

Deoarece țărmul reprezintă terenul de interacțiune a mării cu uscatul configurația sa este supusă unei modificări continue.

O contribuție însemnată, la configurația actuală a țărmurilor au avut-o variațiile nivelului mărilor și oceanelor începând cu Pleistocenul. De exemplu, ridicarea nivelului Oceanului Planetar cu aproximativ 120 m, după ultima mare perioadă glaciară, a avut ca efect inundarea teritoriilor modelate deja de către agenții morfogenetici externi (Greco și Palmentola, 2003).

Pentru a putea cuprinde majoritatea tipurilor de țărm într-o clasificare obiectivă trebuie luată în considerare forma pe care o au. Ea este în măsură să indice corespunzător relația cu: structura, roca, tectonica, procesele și mecanismele care au concurat la sculptarea țărmului, tipul de climat și variația nivelului apei. Pornind de la criteriul formei pot fi deosebite două tipuri de țărmuri: joase și înalte, fiecare cu mai multe subtipuri (Posea et al., 1976; Mac, 1976; Ielenicz, 2005; Achim, 2016 etc.).

Țărmurile joase sunt caracteristice litoralurilor care însoțesc unități continentale joase sau câmpii aluviale. În componența lor predominante sunt formele de relief de acumulare, aflate în diverse stadii de evoluție; dacă sunt prezente și faleze ele puțin schițate. Continuarea reliefului terestru sub apele mării este atât de vizibilă încât vechile albie ale râurilor se pot încă recunoaște, așa cum se întâmplă, de pildă, în Marea Nordului, Marea Mânecii, Marea Adriatică sau în nord-vestul Mării Negre (Posea et al., 1976).

În categoria țărmurilor joase se includ: țărmul lagunar, țărmul de tip watt, țărmul de tip skjars, țărmurile cu mangrove.

Țărmul lagunar este specific teritoriilor cu tendință de lăsare și de emersiune, dar pe fondul unui aport fluvial abundent de aluviuni (Mac, 1976). Se evidențiază în acest sens țărmul Golfului Mexic, cel nord-vestic al Mării Adriatice, țărmul Golfului Bengal etc.

Pentru acest tip definitorie este prezența cordoanelor litorale, care închid lagune, cărora li se adaugă condițiile favorabile formării deltelor (Padului, Mississippiului, Gangelui și Brahmaputrei), prezența estuarelor și limanurilor. Toate aceste variabile contribuie la progradarea țărmului (Mac, 1976). Conform autorului citat, acest tip de țărm are câteva variante, individualizate pe baza unor note originale:

- **țărmul cu lido** sau cordoane de nisip este caracterizat de prezența lagunelor și cordoanelor litorale dispuse paralele cu țărmul pe distanțe considerabile; comunicarea lagunelor cu mare realizează prin intermediul unor canale sau porțițe (fig. 12. 26); se întâlnește în Golful Mexic, Marea Baltică, nord-vestul Mării Adriatice și Mării Negre etc.;

- **țărmul cu limanuri** s-a dezvoltat prin inundarea gurii râurilor de către apele mării; acestea au fost ulterior transformate în limanuri, prin bararea lor cu

cordoane litorale, cum este, de exemplu, în cazul litoralului nord-vestic al Mării Negre (fig. 12. 27);

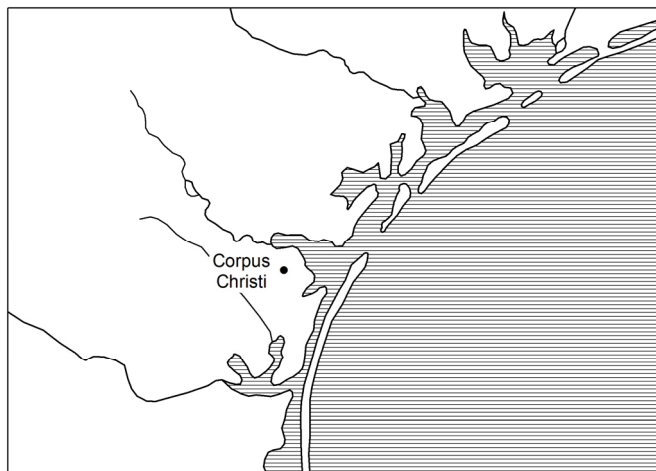


Fig. 12. 26. Țărm cu lido (Robinson, 1970, citat de Rădoane et al., 2001, p. 328)



Fig. 12. 27. Tipuri de țărmuri: a – țărm cu limanuri, lagune și deltă; b – țărm watt; c – țărm riass; d – țărm cu structură longitudinală (de tip pacific sau dalmatic) (Posea et al., 1976, p. 481)

- țărmul cu estuare sau de tip Maryland a rezultat prin submersiune; nota lor de originalitate este dată de existența unor estuare mari, formate la gurile de vărsare a râurilor. Geneză estuarelor este pusă pe seama curenților mareici, care preiau și

transportă spre larg aluviunile râurilor; la aceasta se adaugă faptul că ele largesc mult albiile în locul de vărsare, transformându-le în estuare de forma unor pâlnii (Rădoane et al., 2001); uneori estuarele specifice acestor țărmuri pot să fie închise de cordoane litorale. Astfel de țărmuri caracterizează vestul Franței (Garonne, Loira, Sena etc.), sud-estul Angliei, nordul Europei (Elba, Peciora etc.), nordul Siberiei (Obi, Enisei etc.), litoralul atlantic al Americii de Nord (Maryland) etc.;

- *țarmul cu delte și lagune* este tipic locului de vărsare în mări și oceane a râurilor, care aduc cantități considerabile de aluviuni, ce contribuie la formarea deltelor, de care se atașează apoi cordoane litorale care închid lagune; un bun exemplu în acest sens poate fi dat litoralul nord-vestic al Mării Negre (fig. 12. 27).

Țarmul de tip watt este caracteristic mărilor epicontinentale, care au platforme extinse și cu marea puternice. Se remarcă prin existența suprafețelor mlăștinoase formate pe seama aluviunilor aduse de râuri, la care se adaugă prezența nisipurilor și resturilor organice, de proveniență maritimă, pe baza cărora se formează bancuri și cordoane litorale (fig. 12. 27). În timpul refluxului watt-ul este eliberat de apele mării, pe suprafața lui rămânând doar canale mareice (Mac, 1976). O dată ce se colmatează canalele mareice și se consolidează cordoanele litorale, întreaga suprafață rămâne emersă alipindu-se câmpiilor litorale (Rădoane et al., 2001). Țarmul de tip watt se întâlnește pe coastele Mării Nordului aferente Olandei, Germaniei și Danemarcei. Prin intervenția componentei antropice din aceste state, suprafețe însemnate, care erau periodic inundate la flux, au fost transformate în uscat prin îndiguiri (Roșian, 2017).

Țarmul de tip skjars sau de tip finlandez a rezultat prin scufundarea unui teritoriu modelat anterior de către ghețari continentali. Pe de o parte ei au sculptat excavații și culoare de scurgere a apei subglaciare, iar pe de alta au favorizat acumularea materialelor erodate sub formă de morene (drumlinuri, eskers-uri etc.), ce apar ca proeminențe de sub apele puțin adânci. S-a ajuns astfel la formarea unei morfologii litorale aparte, cu insule, golfuri, lagune restrânse despărțite de peninsule, pe fondul unor adâncimi variate ale apelor (Mac, 1976). Colmatarea golfurilor existente contribuie la regularizarea liniei țărmului, estompând treptat urmele modelării glaciare. Un astfel de țărm s-a format pe coastele Peninsulei Labrador, în Golfului Botnic (pe țărmul Suediei și Finlandei), în nordul Peninsulei Danemarca, pe coastele Poloniei, Germaniei, precum și pe coasta nord-estică a S.U.A (Noua Anglie) (Mac, 1976).

Țărmurile cu mangrove se evidențiază prin prezența unui înveliș vegetal consistent alcătuit îndeosebi din specii aparținând familiei *Rhizophoraceae*. Acestea prezintă rădăcini dese și adventive, care au rol de a anihila mișcarea apei, contribuind astfel la acumularea mălurilor fine, pe care râurile le transportă spre apa mărilor (Spencer și Moller, 2013). Acest țărm este unul mlăștinos, cu tendință de progradare prin aportul curenților de flux și reflux, precum și prin intermediul aluviunilor transportate de râuri spre ocean (Mac, 1976). Dintre regiunile în care există țărmuri cu mangrove se evidențiază litoralul Atlantic din Golful Guineea și cel din sudul Floridei.

Țărmurile înalte sunt specifice litoralurilor unde uscatul vine în contact cu apa prin intermediul unui relief înalt, de tipul munților, podișurilor și dealurilor. Din această cauză, morfologia lor este dictată preponderent de tectonică și de agentul geomorfologic extern (fluvial, glaciari, periglaciari etc.) care le-a modelat anterior, în timp ce acțiunea proceselor litorale este mult diminuată (Mac, 1976; Ielenicz, 2005). Din categoria țărmurilor înalte se remarcă următoarele: țărmul de tip riass, țărmul cu fiorduri și țărmurile predominant structurale.

Țărmul de tip riass este rezultatul fragmentării litoralului de către rețele de văi fluviale dispuse perpendicular pe linia țărmului (fig. 12. 27). Din cauza subsidenței văile au fost inundate și transformate în golfuri, cu ape adânci, iar interfluviile au devenit promontorii sau peninsule (Posea et al., 1976). În urma unei evoluții îndelungate a țărmului de tip riass se ajunge la retezarea promontoriilor, la formarea bancurilor și cordoanelor litorale de nisip, care închid golfurile și generează lagune, pentru ca în final acestea să fie colmatate, iar țărmul să devină uniform și rectiliniu (Mac, 1976). După autorul citat, țărmul de tip riass poate evolua similar estuarelor prin formarea deltelor de estuar sau prin bararea golfurilor de către barierele de recife, așa cum se întâmplă în estul Australiei. Țărmuri de tip riass s-au format în nord-vestul Spaniei (în Galiția, de unde a și fost preluată această denumire), pe coasta atlantică a Americii de Nord (între New York și Capul Hatteras), vestul Franței (Peninsula Bretagne) etc.

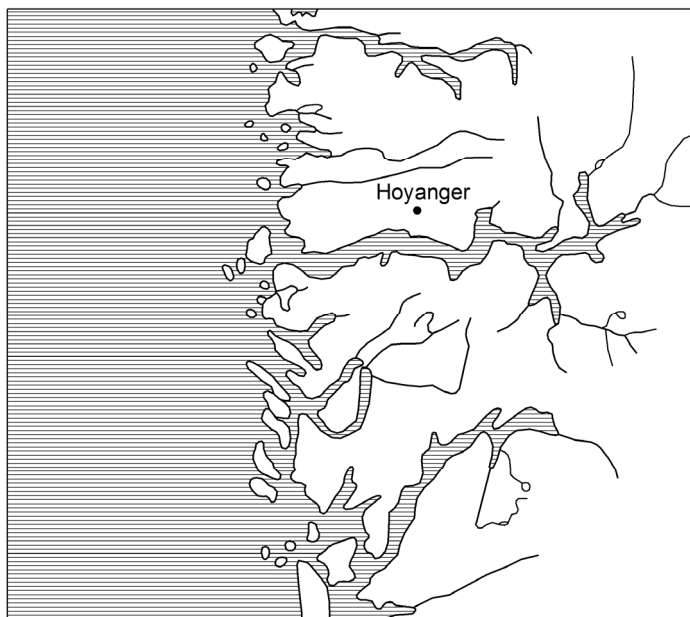


Fig. 12. 28. Țărm cu fiorduri (Robinson, 1970, citat de Rădoane et al., 2001, p. 327)

Țărmurile cu fiorduri sunt tipice coastelor litorale proeminente modelate de către ghețari în Pleistocen. Dintre aceștia, ghețarii de vale au sculptat văi glaciare

largi, care după ridicarea nivelului mării, datorită topirii lor, au ajuns submerse și formează actualele fiorduri. Acestea sunt delimitate de interfluviile (rămase emerse) dintre fostele văi glaciare (fig. 12. 28). Reprezentative în acest sens sunt: țărmurile coastelor pacifice ale Canadei, Peninsulei Alaska, țărmurile coastelor vestice ale Patagoniei, Norvegiei, Groenlandei, precum și cele din Noua Zeelandă.

Țărmurile predominant structurale s-au format atunci când structura geologică a direcționat orientarea și morfologia litoralurilor. În cadrul acestei subcategorii au fost individualizate mai multe tipuri de țărmuri (Mac, 1976):

- *țărmurile cu structură longitudinală* sau de tip pacific se remarcă prin paralelismul dintre linia țărmului și structura geologică a coastelor. Spre exemplificare poate fi dat țărmul de pe coasta dalmatică din Marea Adriatică, cunoscut și sub denumirea de țărm de tip dalmatic (fig. 12. 27). El este alcătuit din șiruri paralele de insule, dispuse în continuarea peninsulelor, care marchează anticlinalele, la care se adaugă culoare și canale prelungi suprapuse sinclinalelor (Mac, 1976). La un paralelism evident al formelor de relief se poate ajunge și datorită existenței unor aliniamente de falii, caz în care compartimentul dinspre mare poate fi coborât foarte mult, iar cel dinspre uscat să rămână ridicat. Când compartimentul coborât ajunge submers, linia țărmului va corespunde cu suprafața planului de falie, după cum se întâmplă în vestul Californiei, în Peninsula Peloponez (Grecia), în Noua Zeelandă, în estul Braziliei etc. Țărmuri cu forme de relief ordonate longitudinal se dezvoltă și când domeniul litoral este alcătuit din formațiuni litologice alcătuite din benzi de roci cu durități diferite. Prin erodarea mai rapidă a rocilor friabile marea pătrunde și creează golfuri alungite, canale și coridoare, reliefând în același timp rocile mai rezistente, așa cum este în cazul coastei atlantice din dreptul Munților Appalachii din America de Nord (Mac, 1976);

- *țărmurile cu structură transversală* sau de tip atlantic este definit de intersecția perpendiculară a structurilor geologice de către linia țărmului. Dacă sunt intersectate structuri cutate țărmul devine asemănător cu cel de tip riass, doar că sinclinalele ocupate de apă fiind largi, permit formarea unor golfuri arcuite, delimitate de promontorii ascuțiți către mare (Mac, 1976). Când golfurile sunt axate pe liniile de falie ele au aspect ascuțit. Acest tip de țărmuri este specific coastelor nord-vestice ale Scoției și Irlandei, părții vestice a Podișului Anatoliei, sudului Peninsulei Peloponez etc.;

- *țărmurile de tip cadrilat* sunt caracteristice rețelilor de falii în gratii, care însoțesc coastele afectate de mișcări epirogenetice negative. Țărmurile de acest tip se formează prin invadarea compartimentelor mai coborâte, de tip graben, de către apele mărilor, în timp ce sectoarele ridicate, de tipul grabenelor, rămân emerse sub forma unor peninsule sau insule; se remarcă în acest sens țărmurile din Marea Egee și Peninsula Peloponez (Mac, 1976);

- *țărmurile cu structură vulcanică* se formează atunci când flancurile conurilor vulcanice ajung în domeniul litoral, rezultând un țărm vulcanic circular, sau când lăvele se scurg în mare și dau o configurație specifică;

- *țărmurile coraligene* sunt rezultatul acumulării scheletelor provenite de la unele viețuitoare marine sub formă de bariere de recife, insule, praguri coraligene etc.;

- *țărmurile mixte* sunt efectul combinării a cel puțin două condiții, care au concurat la individualizarea unora din tipurile menționate anterior. De exemplu, tipul dalmatic poate să apară ca tip riass, iar cel riass din vestul Peninsulei Bretagne să fie combinat cu tipul transversal (Mac, 1976).

12.4. EVOLUȚIA ȚĂRMURILOR

Cunoașterea morfologiei liniei țărmului și a poziției acesteia oferă informații prețioase despre variația nivelului apelor mărilor și oceanelor de-a lungul timpului. Modificarea poziției nivelului apei poate fi provocată atât de instabilitatea uscatului adiacent, cât și de variațiile masei de apă din Oceanul Planetar. Poziția deținută de formele de relief din domeniul litoral, fie că este vorba de cele emerse sau de cele submerse, aduce informații despre schimbările care au avut loc în trecut (Masserlink et al., 2014).

Fizionomia actuală a țărmurilor este rezultatul unei evoluții îndelungate condiționată de: mișcările tectonice, structură, litologie, climat, viețuitoare și activități antropice.

Complexitatea transgresiunilor și regresiunilor marine, înregistrate începând Pleistocen, reclamă urmărirea liniei de țărm și a evoluției domeniului litoral, în trei situații: când marea are tendință de transgresiune (țărm submers), când marea se află în regresiune (țărm emers) și când nivelul apelor staționează timp îndelungat la același nivel (țărm neutru) (Posea et al., 1976).

Țărmul submers se remarcă prin acțiunea intensă a apei din mări și oceane asupra falezei, din cauza tendințelor transgresive, care sunt dominante. Deoarece nivelul apei se află în continuă ridicare firida de la partea inferioară a falezei se menține activă. Motivul transgresiunii poate fi atât ridicarea generală a nivelului Oceanului Planetar, datorită eustatismului, cât și coborârea uscatului, în apropierea liniei țărmului, din cauza mișcărilor tectonice. În timp ce nivelul apei crește sau scade altitudinea uscatului, linia țărmului va avansa în detrimentul uscatului.

Pe fondul unei tendințe transgresive a apei din mări și oceane linia de țărm devine foarte festonată (Posea et al., 1976), fiind prevăzută cu golfuri adânci și promontorii prelungi, însoțite de insule. Avansarea mării în detrimentul uscatului nu are loc însă la infinit, ea oprindu-se o dată cu încetarea cauzei care a produs-o, condiție în care interacțiunea dintre abraziune și acumulare provoacă debutul acțiunii de îndreptare a țărmului (Posea et al., 1976).

Energia valurilor se consumă îndeosebi asupra falezelor, care se vor retrage lăsând în urmă platforme de abraziune extinse. La rândul lor promontoriile și peninsulele sunt retezate (fig. 12. 29) și transformate în plaje. În același timp, golfurile sunt colmatate dinspre uscat spre mare, de care sunt izolate prin intermediul cordoanelor litorale.

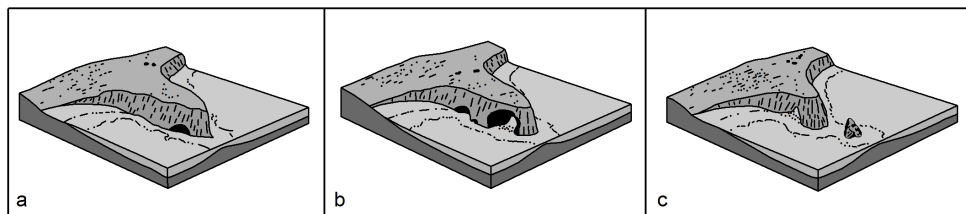


Fig. 12. 29. Evoluția unui țărm cu faleză în sudul Californiei; a, b, c – stadii de evoluție (Hamblin, 1992, citat de Ielenicz, 2005, p. 215)

În urma transformării golfurilor în câmpii mlăștinoase se ajunge treptat de la o linie de țărm neregulată la una destul de dreaptă. Îndreptarea liniei țărmului se produce și acolo unde există faleze, pe măsură ce din ele rămân doar promontoriile, care cu timpul sunt consumate și ajung în dreptul cordoanelor litorale care închid golfurile.

Pornind de la acest scenariu, țărmul o dată îndreptat, prin colmatarea golfurilor și consumarea promontoriilor, se va retrage în detrimentul uscatului, din ce în ce mai încet, ajungând la acel nivel de echilibru, care îi conferă o stabilitate relativă (fig. 12. 30).

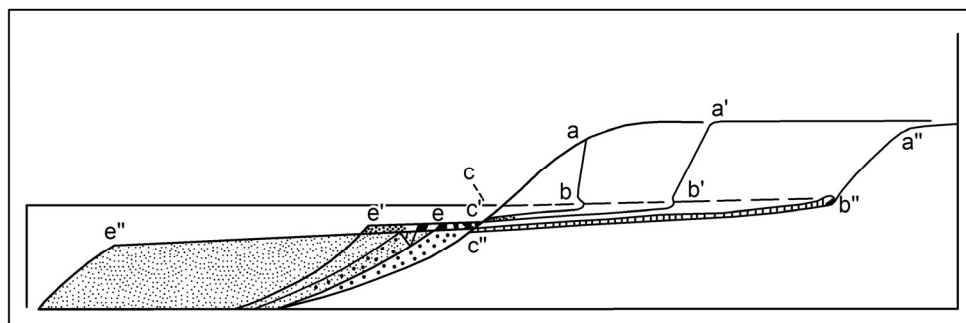


Fig. 12. 30. Evoluția țărmului: a – c - primul stadiu cu faleză (a - b) și platformă de abraziune (b-c); a' - e' – al doilea stadiu cu faleză (a' - b'), platformă de abraziune (b' - c'), platformă de acumulare (c' - c') și taluz; a'' - e'' – al treilea stadiu cu faleză, platformă de abraziune și platformă de acumulare (Johnson, 1919, citat de Posea et al., 1976, p. 477)

Țărmul emers poate rezulta fie prin scăderea nivelului mării, fie prin înălțarea tectonică a uscatului. Din aceste cauze platforma continentală ajunge la zi și primește forma unei câmpii litorale; sub aspect altitudinal ea este joasă, netedă, cu declivitate scăzută și mărginită de un țărm simplu și uniform cu plaje foarte extinse.

În condițiile în care țărmul aflat în emersiune este abrupt, de sub ape vor fi scoase trepte succesive (Mac, 1976), corelate cu amplitudinea mișcărilor tectonice. Practic, falezele inactive rămase la diverse niveluri deasupra mării, demonstrează că emersiunea s-a efectuat în etape (fig. 12. 31).

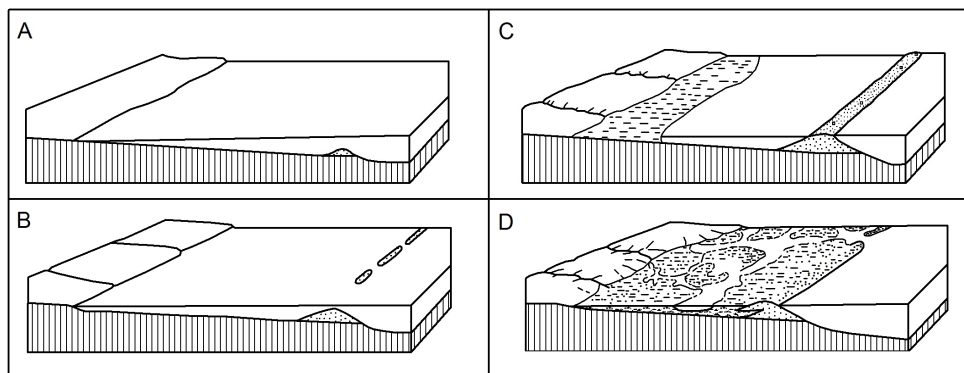


Fig. 12. 31. Fazele evoluției țărmului emers: bs – bară submarină; l – lagună b – bară, po – portiță; m – mlaștină (Raisz, 1962, citat de Posea et al., 1976, p. 479)

În momentul în care regresiunea încetează are loc stabilizarea liniei de țărm, iar valurile creează, prin acumulare, un cordon litoral în spatele căruia se instalează lagune și mlaștini (Posea et al., 1976).

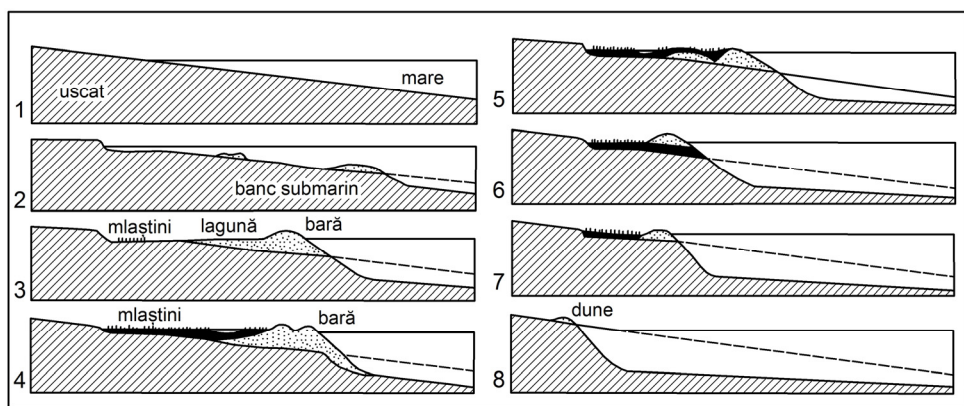


Fig. 12. 32. Evoluția țărmului lagunar: 1 – 3 formarea lagunei; 4 – 5 transformarea în mlaștină; 6 – 7 reluarea abraziunii și distrugerea cordonului; 8 – fază de dune (Johnson, 1919, citat de Tufescu, 1966a, p. 396)

Pe suprafața platformei litorale exodate bancurile submerse, canalele și inflexiunile, constituie asperități morfologice, care vor influența evoluția ulterioară țărmului.

Ațiunea îndelungată a proceselor geomorfologice, din domeniul litoral, va determina în cele din urmă ca asperitățile să fie treptat estompate și atașate plajelor, în procesul complex de regularizare în plan vertical și orizontal a țărmurilor (Mac, 1976).

Interesantă în acest sens este schema evolutivă propusă de Johnson (1919): bancuri submerse, cordoane care închid parțial și apoi complet laguna, extinderea cordonului spre uscat peste depozitele lagunare, reluarea abraziunii și distrugerea cordonului litoral etc. (fig. 12. 32).

Țărmurile neutre le cuprind pe cele neafectate, timp îndelungat, de variații ale nivelului apei sau ale altitudinii uscatului. O astfel de situație este posibilă în două cazuri: primul se referă la staționarea nivelului mării timp îndelungat, lucru care a favorizat o anumită atenuare a sinuozităților (promontoriile sunt puternic erodate și unite, între ele, prin intermediul cordoanelor litorale, în spatele cărora se formează lagune); cea de-al doilea se întâlnește atunci când țărmul s-a format prin acumularea de materiale care ajung deasupra apei (Rădoane et al., 2001). În ultimul caz, raportat la agenții care transportă materialele și natura lor, se pot deosebi: țărmuri cu conuri aluviale, țărmuri deltaice, țărmuri vulcanice, țărmuri coraligene etc. (Rădoane et al., 2001).

Se ajunge astfel ca țărmul neutru să fie construit îndeosebi pe baza aporturilor continentale, de tip fluvial, vulcanic și biogen. Procesele din domeniul litoral au în acest caz rol de distribuire a materialelor, umplând golfurile și retezând promontoriile; tendința este și în acest caz de realizare a unei linii de țărm uniforme, fenomen cunoscut sub denumirea de talasoplaneție sau de îndreptare a țărmului. Toate acestea denotă că procesele geomorfologice litorale nu duc în general la accentuarea formelor preexistente, ci la netezirea lor (Coteț, 1971).

Analiza detaliată a tipurilor evolutive relevă că tendința este de realizare a unui echilibru între abraziune și acumulare. Abraziunea poate cuprinde întinderi vaste de uscat, la fel cum acumularea se desfășoară pe suprafețe considerabile ale domeniului litoral, și astfel spații însemnate pot ajunge să fie netezite prin abraziune - acumulare (Mac, 1976) (fig. 12. 30).

Îndreptarea țărmului, prin atingerea unui echilibru dinamic între procesele morfodinamice, are loc cu atât mai repede și este mai uniform cu cât adâncimea mării la țărm este mai redusă și cu cât rocile care alcătuiesc faleza sunt mai friabile (Posea et al., 1976).

În urma celor menționate se desprinde **concluzia** că de o parte și de alta a țărmului există un domeniu morfogenetic aparte, în care apele oceanelor, mărilor și lacurilor supun acțiunii lor uscatul (Cioacă, 2006).

În cadrul domeniului litoral morfogeneza se desfășoară de la Ecuator la poli, indiferent ce tipul climatului, de unde caracterul intrazonal al modelării realizate de către apa din mări și oceane.

Cu toate că fâșia ocupată de domeniul litoral este destul de îngustă, raportat la dimensiunea Terrei, relieful generat în cadrul acesteia este foarte variat și complex. Afirmția este susținută pe de o parte de rapiditatea derulării unor procese specifice, care atrage după sine o dinamică rar întâlnită, iar pe de altă de stabilitatea unor sectoare de țărm, timp îndelungat, ca atribut al atingerii echilibrului dinamic.

Comparativ cu celelalte domenii morfogenetice cel litoral are cea mai îndelungată permanență din toată istoria geologică a Terrei (Coteț, 1971).

Morfodinamica din domeniul litoral este influențată și de activitățile antropice, cele în urma cărora au rezultat: porturi, construcții pe piloni de tipul avanporturi, ziduri de protecție, diguri, canale de navigație, insule și peninsule antropice etc.

Efectul activităților antropice asupra țărmurilor s-a resimțit tot mai mult, o dată cu dezvoltarea tehnologică și creșterea numărului de locuitori, ținând cont de faptul că peste 50% din populația Terrei (Bird, 2008) trăiește în localități situate la o distanță mai mică de 40 km de linia țărmului (Bierman și Montgomery, 2013).

Activitățile antropice au determinat ca 15%, din cei 261.700 km ai lungimii țărmurilor (Mac, 1996), să fie supuși unor modificări specifice. S-a ajuns astfel ca prin lucrări antropice marea să fie îndepărtată de uscat sau, dimpotrivă, să fie atrasă în apropierea acestuia pentru a ușura navigația. De asemenea, în scopuri turistice, au fost extinse unele sectoare de plajă, care ulterior, pentru a se menține, au necesitat lucrări de protecție împotriva abraziunii; s-a ajuns prin astfel de acțiuni și activități antropice ca funcțiile habitatelor naturale să se restrângă, mergând până la pierderea valorilor estetice originale, care puteau fi folosite în scopuri recreaționale, ceea ce înseamnă pierderea moștenirii naturale oferite de zonele de coastă (Nordstrom, 2013).

CAPITOLUL 13

PROCESELE GEOMORFOLOGICE ȘI RELIEFUL GLACIAR

Geneza reliefului, prin intermediul agentului apă, este posibilă chiar și în condițiile în care aceasta se găsește în stare solidă. Efectul interacțiunii dintre partea solidă a hidrosferei și scoarța terestră îl constituie relieful glaciар. Importanța acestuia, pe lângă faptul că aproximativ 12% din suprafața uscatului este acoperită de ghețuri și zăpezi perene, rezidă din considerentul că în trecutul nu prea îndepărtat, o treime din uscat era acoperită de ghețari, care au lăsat asupra scoarței o amprentă geomorfologică inconfundabilă (Urdea, 2005).

Cei 12% din suprafața uscatului reprezintă 3,1% din cea a Terrei (16,3 mil. km²), teren pe care este stocat 2,93% din volumul total de apă a Terrei, adică 32,9 mil. km³, ceea ce reprezintă 75% din volumul de apă dulce al planetei (Urdea, 2005). După autorul citat, gheața de ghețar este neuniform răspândită, cea mai mare parte a ei fiind cantonată în Antarctica (91%, adică 30,1 mil. km³ și 13,6 mil. km²) și Groenlanda (8%, adică 2,6 mil. km³ și 1,726 mil. km²), care împreună dețin 99%; restul de 1% se găsește în Arhipelagul Nord-Canadian, Alaska, Arhipelagul Spitzbergen și Nordaustlandet, America de Sud, Islanda, Europa, Asia, Africa, Noua Zeelandă etc.

Analiza datelor menționate relevă că teritoriile în care se formează și se mențin ghețari, în actualele condiții climatice, sunt reprezentate de către cele circumpolare și montane. În prezent, doar în astfel de locuri este posibilă acumularea și persistența zăpezii, transformarea ei în firn, din care se formează gheața de ghețar, care se acumulează apoi de la un an la altul și modelează substratul geologic.

Limita zăpezilor persistente. Condiția esențială, pentru formarea ghețarilor, este reprezentată de menținerea și acumularea stratului de zăpadă, de la un an la altul; acest lucru este posibil atât timp cât temperaturile medii multianuale, ale masei de aer care îl înconjoară, se mențin negative.

Limita zăpezilor persistente este considerată altitudinea medie mai sus de care, cantitatea de zăpadă este net superioară celei care se poate topi sub incidența razelor soarelui (Grecu, 1997). Valoarea ei este influențată de: latitudine, altitudine, expoziție, temperatura și umiditatea aerului, cantitatea de precipitații, radiația solară etc.

Analizată în detaliu poziția limitei zăpezilor persistente se modifică permanent, ea având variații diurne, lunare, anotimpuale, anuale și multianuale.

În regiunile polare, limita zăpezii persistente este influențată semnificativ de repartiția uscatului și a apei, cea din urmă prin temperatura sa, influențând foarte

mult acumularea zăpezii în domeniul litoral. Dacă apele mărilor și oceanelor, din aceste locuri au temperaturi de 0 °C sau sunt înghețate, limita zăpezilor persistente coboară la nivelul mării.

La 50 – 60° latitudine, în emisfera sudică, limita zăpezilor persistente se găsește la 800 m, în timp ce în Emisfera Nordică ajunge la 2.050 m (Grecu, 2007). Diferențele sunt date de prezența Calotei Antarctice și de predominarea suprafețelor acvatic, care sporesc umiditatea maselor de aer și implicit valorile cantităților de precipitații căzute sub formă de zăpadă.

În zona temperată și caldă rolul principal în poziționarea limitei zăpezilor persistente îl are regimul termic și apoi precipitațiile. De exemplu, între 40 și 50° latitudine limita zăpezilor persistente variază între 2.500 – 3.000 m, în funcție de expoziție și regimul precipitațiilor.

În zona caldă altitudinea maximă limitei se atinge la tropice (5.100 – 5.300 m, cu un maxim de 6.300 m în Puna de Atacama, din America de Sud) și nu la Ecuator (4.600 m între 0 și 10° latitudine nordică și 5.000 m între 0 și 10° latitudine sudică) (Grecu, 1997; Rădoane et al., 2001).

O influență semnificativă în stabilirea valorii altitudinale a limitei zăpezilor persistente este introdusă de expoziția reliefului față de domeniul litoral sau față direcția din care provin masele de aer umede. De exemplu, în vestul Munților Caucaz, din vecinătatea Mării Negre, ea variază între 2.900 și 3.400 m, pentru ca în estul lor, expus uscatului continental Euro-Asiatic, să fie la 3.700 m; o situație similară se înregistrează și în cazul Munților Himalaya, pe a căror versant sudic, datorită influenței musonului, limita se află la 4.750 m, în timp ce pe versantul nordic, arid, datorită expunerii spre deșerturilor asiatice, se găsește la 5.000 (Grecu, 2007).

Dincolo de valoarea acestor limite, trebuie reținut că ghețarii se formează la altitudini mai mari decât limita zăpezilor persistente sau perene, considerent pentru care a fost propus termenul de **nivel de glaciație**, el reprezentând altitudinea critică necesară apariției ghețarilor (Rădoane et al., 2001). Alături de condițiile climatice, pentru atingerea acestui nivel contează și influențele venite dintre relieful de detaliu și expoziția acestuia.

De asemenea, nu trebuie ignorat că, limbile glaciare și implicit condițiile de morfogeneză glaciară coboară mult sub nivelul zăpezilor persistente, mai ales dacă sunt bine alimentate de către ghețar, pe fondul unui bilanț glaciар pozitiv. Un exemplu edificator în acest sens este reprezentat de ghețarii din vestul Munților Alpi, ai căror limbi coboară pe versantul stâng al Văii L'Arve până la 1.650 m.

Limita zăpezilor persistente, prin faptul că separă două domenii diferite, cel glaciар (situat la partea superioară) și cel fluvial (la partea inferioară), constituie una din cele mai importante limite morfogenetice de pe suprafața Terrei.

Gheața de ghețar are în componență diverse elemente dintre care se evidențiază: aer, apă lichidă, fragmente de rocă, cenuși vulcanice, fragmente de meteoriti, spori, polen, resturi de animale și plante (Urdea, 2005). Ea provine indirect din precipitații, prin transformarea zăpezii și a cristalelor de gheață din atmosferă și, direct prin desublimare, din vaporii de apă din aer, care în contact cu suprafața rece a ghețarilor se transformă în cristale de gheață, care se depun sub formă de chiciură (Urdea, 2005). Microstructura gheții din componența ghețarilor este rezultatul direct al istoriei sale termomecanice (Schulson și Duval, 2009). Gheața de ghețar diferă de cea provenită în urma înghețării apei, ea fiind stratificată și plastică, fapt care îi permite să își modifice forma și să se deplaseze. Plasticitate crește o dată cu creșterea grosimea și a numărului de strate, precum și pe măsură ce temperatura masei de gheață se apropie de 0 °C. În cazul în care masa de gheață se fragmentează din cauze mecanice, ea își poate reface unitatea prin reînghețare.

Formarea gheții de ghețar are loc atât prin suprapunere cât și prin metamorfozarea zăpezii (Urdea, 2005).

Gheața de suprapunere este consecința interacțiunii apei de topire cu ghețarii reci, pe suprafața cărora aderă; acesta se formează din apa care se topește vara din zăpezi.

Gheața rezultată prin metamorfozarea zăpezii stă la baza fenomenului de geneză a ghețarilor. Conversia fulgilor de zăpadă în gheață, prin topire și reînghețarea apei, se produce în funcție de condițiile termice, ea fiind mult mai rapidă în zonele calde, comparativ cu cele reci. O variabilă importantă a acestui demers este reprezentată de către vânt și dinamică lui, el fiind cel care nu doar transportă zăpada, pe distanțe semnificative, ci contribuie și la compactizarea și creșterea densității acesteia (Urdea, 2005).

În depozitele care se formează, începând de la adâncimi mai mari de 2 – 3 m, densitatea zăpezii crește sub efectul rearanjării particulelor și a sintetizării lor (Schulson și Duval, 2009). Prin intermediul fenomenului de metamorfozare a zăpezii ea ajunge în condiția de **firn** sau **neve**. Acesta reprezintă o zăpadă mai veche de un an, formată din grăunți de gheață, de dimensiuni apropiate, care are densitate de 0,4 g/cm³. În anii care urmează dimensiunea cristalelor crește, ajungând la diametre de câțiva mm (Gutierrez, 2005). Pe fondul creșterii cristalelor are loc compactizarea, eliminarea aerului (din care mai rămân doar bule izolate), reducerea permeabilității și creșterea densității, toate acestea determinând formarea gheții de ghețar, care ajunge la densități de 0,8 – 0,9 g/cm³ (Urdea, 2005).

La formarea gheții pure de ghețar, caracterizată de o densitate de 0,9 g/cm³, rolul de bază este deținut de presiunea care se poate înregistra în interiorul masei de gheață; acesta depinde de grosimea stratului de zăpadă și firn, precum și de adâncimea la care se află stratul de gheață considerat.

Raportat la condițiile locale, adâncimea la care are loc trecerea firnului în gheață de ghețar și timpul necesar variază considerabil. De pildă, în platoul Ing din Groenlanda, la -57°C , adâncimea este de 160 m, iar durata de 3.500 ani, la ghețarul de ieșire Lehmann (Groenlanda), la -30°C , adâncimea este la 60 m, iar timpul de 400 ani, în aria Byrd din Antarctica, la -28°C , adâncimea de trecerea la gheață este de 65 m, iar durata de 200 ani, la ghețarul Seward din Alaska, în condițiile unui climat subpolar maritim, trecerea are loc la o adâncime de 13 m, într-un interval de 3 – 5 ani (Sharp, 1988, citat de Urdea, 2005). Valorile menționate atestă că formarea gheții de ghețar este strâns legată și de temperatură, fenomenul fiind mai rapid în regiunile cu temperaturi medii multianuale mai ridicate.

Gheața de ghețar, astfel caracterizată, se deosebește considerabil de cea rezultată în urma înghețării apei lichide, existentă pe suprafața Terrei, deoarece este stratificată și plastică, având posibilitatea să își modifice forma prin deplasare, fără să se rupă sau să crape (Mac, 1976). Stratificarea gheții de ghețar se exprimă prin termenul de foliație; stratele pot avea grosimi de la 10 mm la câțiva metri (Urdea, 2005). Foliația este astfel vizibilă, din cauza diferențierilor provocate de: gradul de cristalinitate al gheții, mărimea cristalelor, ponderea bulelor de aer, existența unor particule străine, ce cauzează individualizarea unor benzi de culori diferite (Urdea, 2005).

Plasticitatea gheții de ghețar crește proporțional cu presiunea stratelor acumulate și pe măsură ce temperatura masei de gheață se apropie de punctul de topire (Menzies, 2002b). Culoarea gheții din componența ghețarilor depinde de lungimea de undă a luminii reflectate, cât și de prezența impurităților sau a bulelor de aer; ea poate varia de la nuanțe albastrii până la albicioase.

Geneza ghețarilor este condiționată de prezența cu titlu obligatoriu a două elemente climatice: temperaturi medii multianuale coborâte sub 0°C și o anumită cantitate de precipitații (Rădoane et al., 2001). Există însă multe teritorii cu temperaturi medii multianuale negative, dar pe care nu se formează ghețari din cauză că precipitațiile sunt insuficiente, pentru acumularea unor cantități semnificative de zăpadă.

Noțiunea de ghețar desemnează un corp natural de gheață, produs pe uscat, ce suferă o mișcare prin intermediul căreia are loc transferul gheții din aria de acumulare în cea de ablație (Sharp, 1988, citat de Urdea, 2005). În categoria ghețarilor se includ atât neve-urile permanente (de exemplu neve-ul Bradner din Alpii Scandinaviei, are 14 ha și o grosime de 20 – 25 m), cât și masele mari de gheață, aflate în stadiu incipient de formare, denumite în trecut inlandsis (în prezent termenul este folosit ca echivalent al calotei glaciare) (Urdea, 2005). De asemenea, conform sursei citate, în categoria ghețarilor nu este inclusă gheața formată din apele mărilor și oceanelor, care poate avea 3 – 4 m și care se poate prezenta fie sub forma pack-ului polar, fie sub forma unor bucăți plutitoare de diverse dimensiuni, denumite floes; nici gheața din substrat (ground ice) nu face parte din categoria ghețarilor.

Elementele unui ghețar sunt reprezentate de: zona de acumulare, linia de echilibru, zona de ablație, fruntea ghețarului etc. (Hubbard și Glasser, 2005); acestea, împreună cu morfologia specifică sunt rezultatul unei geneze și evoluții îndelungate (fig. 13. 1).

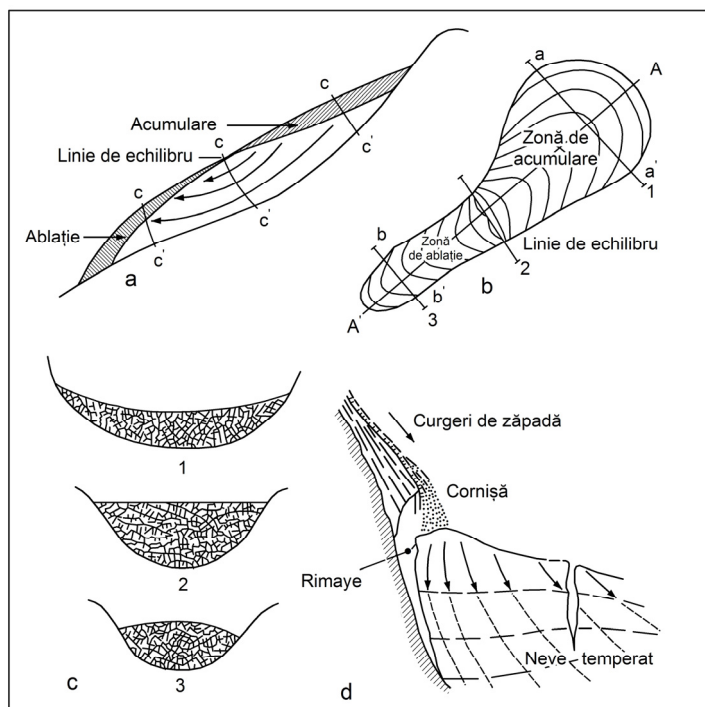


Fig. 13. 1. Elementele unui ghețar de vale: a – secțiune longitudinală; b – vedere în plan; c secțiune transversală (1, 2, și 3 secțiunile din b); d – rimaye; AA' – lungimea ghețarului; aa' – lățimea maximă; bb' – lățimea maximă; cc' – grosimea (Grecu, 2007, p. 67)

Zona de acumulare sau de alimentare este constituită din partea superioară a ghețarului; aceasta poate avea aspect de dom, de platou, de vale sau de circ. Pentru indicarea ei se folosește și noțiunea de câmp de firn. În cazul ghețarilor de vale, tranziția de la zona de acumulare la cea de ablație se face prin intermediul unui prag glaciatic (rock step), unde gheața formează o cascadă.

Linia de echilibru are rol de separare între zona de acumulare de cea de ablație; în cuprinsul ei bilanțul glaciatic este nul (fig. 13. 2). În strânsă legătură cu aceasta este și **gradientul de echilibru**, care este definit ca rata de schimbare a balanței nete cu altitudinea, adică rata de scădere a ablației de la partea inferioară a ghețarului la linia de echilibru și rata de creștere a acumulării de la linia de echilibru la partea superioară a ghețarului (Hubbard și Glasser, 2005). Se înregistrează în acest sens diferențe considerabile între ghețarii maritimi, cu rate mari de acumulare și ablație, cum sunt cei din Noua Zeelandă, caracterizați de

gradienti de echilibru ridicați, și ghețarii din partea centrală a continentelor, cu rate mici de acumulare și ablație, care au gradienti de echilibru scăzuți.

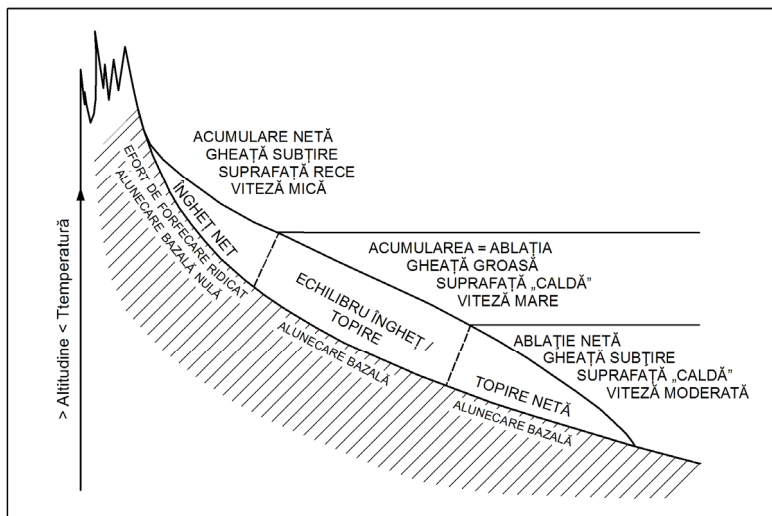


Fig. 13. 2. Modelul regimului termic al unui ghețar de vale (Drewry, 1986, citat de Urdea, 2005, p. 56)

Zona de ablație sau de topire, poziționată în aval de cea de acumulare, se remarcă printr-o ablație mai intensă decât acumularea. În cazul ghețarilor de calotă ea se află la periferia masei de gheață, în timp ce la cei de vale se suprapune fie în totalitate limbii glaciare, fie doar părții inferioare a acesteia.

Fruntea ghețarului sau frontul constituie partea inferioară a acestuia și este rezultatul proceselor de retragere și de înaintare a masei de gheață. Raportat la diversitatea proceselor glaciare și morfogenetice, care o caracterizează, fruntea este elementul cel mai complex al unui ghețar. În funcție de tipul mediului în care se termină se disting două tipuri de frunți (Grecu, 1997):

- *fruntea marină* se întâlnește când ghețarul se termină în mediul acvatic; din cauza dinamicii apelor cu care vine în contact, din fruntea ghețarului se desprind iceberguri (fig. 13. 3);

- *fruntea terestră* este specifică ghețarilor care se termină pe uscat, după cum este în situația celor montani; în cazul ghețarii caracterizați de o ablație intensă fruntea este teșită și acoperită cu materiale, pentru ca la cei care înaintează rapid, ea să fie abruptă; un tip aparte îl reprezintă frunțile suspendate, menținute deasupra stâncilor, din care datorită prezenței crevaselor se desprind bucăți de gheață denumite seracuri.

Alături de elementele prezentate, în studiul ghețarilor se au în vedere și următoarele (Grecu, 2007):

- **bazinul de recepție al ghețarului** este delimitat prin unirea punctelor maxime de pe interfluviul ghețarului;

- **lungimea ghețarului** reprezintă distanța măsurată pe suprafața sa, între punctele de minimă și maximă altitudine, situate la cea mai mare distanță în direcția de curgere a ghețarului;
- **lățimea ghețarului** se măsoară perpendicular pe lungimea lui; pentru obținerea lățimii medii trebuie calculată lățimea maximă și lățimea minimă;
- **grosimea ghețarului** este distanța măsurată de la suprafața lui până la bază; ea poate avea valori maxime, minime sau medii.

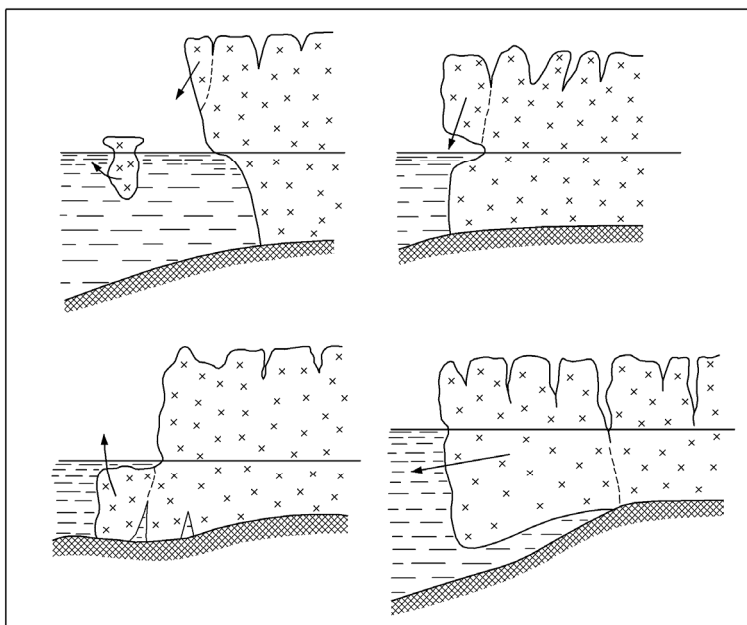


Fig. 13. 3. Fronturi marine – diferite moduri de evoluție
(Lliboutry, 1965, citat de Grecu, 1997, p. 79)

Tipuri de ghețari. Diversitatea formelor de relief, care împreună compun relieful glaciar al unui teritoriu, este influențată de tipul ghețarilor care au stat la baza genezei lor. În privința acestui subiect, se remarcă diverse criterii de clasificare a ghețarilor, începând de la cele clasice, care îi împart în ghețari de calotă (cu subtipurile antarctic, groenlandez, islandez, spitzberg) și ghețari montani (de circ, de vale, de podiș, de crater), fiecare cu numeroase subtipuri, până la cele mai recente, mult mai obiective și complexe, care îi categorisesc sub aspect termic (ghețari reci sau polari, ghețari calzi sau temperați și ghețari de tranziție), al caracteristicilor geometrice (ghețari constrânși sau neconstrânși de topografie), a dinamicii (ghețari activi, ghețari stagnanți și gheață moartă – din cauză că este detașată de ghețar nu se mai alimentează de la acesta și nu se mai mișcă) etc. (Urdea, 2005; Benn și Evans, 2010).

O primă clasificare complexă a ghețarilor a fost realizată în 1970 (publicată în 1973 și reluată ulterior în 1977, 1985 etc.), de către Serviciul de Monitorizare

Mondială a Ghețarilor (Word Glacier Monitoring Service), din cadrul Asociației Internaționale a Științelor Hidrologice (IAHS) (IAHS, 1985, citat de Urdea, 2005), clasificare structurată astfel:

I. Clasificarea primară include:

- *calotă continentală* (continental ice sheet) - ocupă suprafețe de talia continentelor;
- *câmp de gheață* (icefield) – masă de gheață de tip pânză sau cuvertură, care are o grosime insuficientă pentru acoperirea în totalitate a terenului;
- *bonetă de gheață* (ice cap) – masă de gheață sub formă de dom cu o curgere radială;
- *ghețar de ieșire* (outlet glacier) – ghețar de tipul celui de vale, care drenează o calotă glaciară, un câmp de gheață sau o bonetă de gheață, bazinul de recepție nefiind clar delimitat;
- *ghețar de vale* (valley glacier) curgeri de gheață de-a lungul unei văi cu bazin de recepție clar delimitat;
- *ghețari montani* (mountain glaciers) – cuprinde ghețari de circ, de nișă, de crater, ghețari suspendați, șorturi de gheață și alte elemente mai reduse ca suprafață și volum (fig. 13. 4);

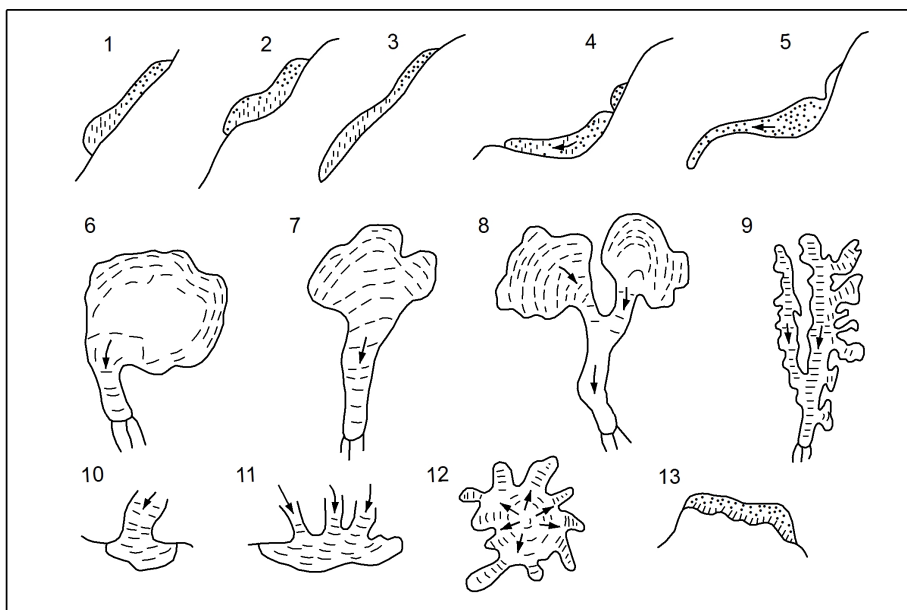


Fig. 13. 4. Tipuri de ghețari montani: 1 – ghețar suspendat; 2 – ghețar de nișă; 3 – ghețar de versant; 4 – ghețar de circ; 5 – ghețar de circ – vale; 6 – ghețar de depresiune; 7 – ghețar simplu de vale; 8 – ghețar complex de vale; 9 – ghețar dendritic de vale; 10 – ghețar cu extremitate largă; 11 – ghețar de piemont (la poala muntelui) ; 12 – ghețar de vârf – creastă conic; 13 ghețar de vârf aplatizat (Kotlyakov, 1994, citat de Urdea, 2005, p. 71)

- *glacieret și câmpuri de zăpadă* (glacieret and snowfield) – reprezintă mase mici de gheață de formă nedefinită existente în excavații, pe patul râurilor, pe

versanții protejați, care s-au format prin spulberarea zăpezii, avalanșe sau o acumulare masivă în ultimii ani; nu se caracterizează prin curgere și au o durată de cel puțin doi ani consecutiv;

- *ghețar de șelf* (ice shelf) – pânză de gheață flotantă, de grosime considerabilă atașată de țărm și alimentată de către ghețari; se adaugă și acumularea zăpezii și înghețul de suprafață, precum și cel bazal;

- *ghețar de pietre* (rock glacier) – reprezintă mase de deșris care conțin diverse forme de gheață, care se deplasează conform pantei;

II. Clasificarea după formă cuprinde:

- *ghețar de bazine compuse* (compound basins) – se formează când doi sau mai mulți ghețari de vale confluează într-unul singur;

- *ghețar de bazin compus* (compound basin) – se formează când două sau mai multe bazine de acumulare alimentează un ghețar de vale;

- *ghețar de bazin simplu* (simple basins) – prezintă o singură arie de acumulare;

- *ghețar de circ* (cirque) – ocupă un cotlon separat, rotunjit, înconjurat de pereți, format pe versantul unui munte;

- *ghețar de nișă* (niche) – este de mici dimensiuni și ocupă o scobitură sau o mică depresiune pe un versant sau platou; este mai mic ca un ghețar de circ (fig. 13. 5);

- *ghețar de crater* (crater) – ocupă craterul unui vulcan stins sau adormit;

- *șorț de gheață* (ice apron) – masă de gheață neregulată și de mică grosime, care aderă la un versant sau o creastă montană;

- *ghețar de grup* (group) – un număr de mase similare de gheață aflate în proximă vecinătate, dar prea mici pentru a fi evaluate individual;

- *ghețar-rest* (remnant) – o masă mică de gheață, inactivă, părăsită de un ghețar în retragerea sa.

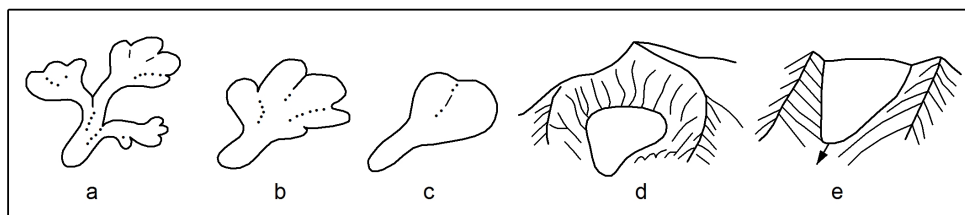


Fig. 13. 5. Tipuri de ghețari după formă: a – ghețar de bazine compuse format din ghețari de vale; b – ghețar de bazine compuse format din bazine de acumulare; c – ghețar de bazin simplu; d – ghețar de circ; e – ghețar de nișă (IASH, 1985, p. 101)

III. Clasificarea după caracteristicile frunții:

- *ghețar de piemont* (piedmont) – câmp de gheață format într-o arie joasă prin expansiunea laterală a unuia sau mai multor ghețari concrescuți (fig. 13. 6);

- *ghețari de extindere de picior de munte* (expanded foot) – masă de gheață în formă de lob sau con formată în partea inferioară a unui ghețar, care o dată scăpată de constrângerea pereților, se extinde fără restricție la piciorul versantului;

- *ghețar-lob* (lobed) – parte a unei calote glaciare sau bonete de gheață, care nu se califică în categoria ghețarilor de ieșire;

- *ghețar cu frunte fătătoare* (calving) - frunte a unui ghețar suficient de extins în ocean, mare sau lac, pentru a produce iceberguri; cuprinde și frunțile fătătoare din domeniul uscatului, care pot fi recunoscute prin altitudinea redusă a ghețarului;

- *ghețar cu frunte de concreștere sau de sudare, necontributivă* (coalescing, non-contributing).

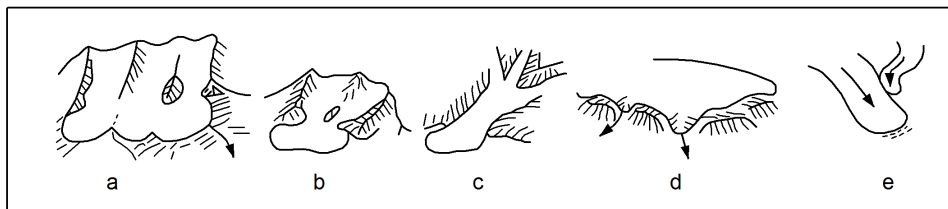


Fig. 13. 6. Tipuri de ghețari după caracteristicile frunții: a și b – ghețari de piemont; c – ghețari de extindere de picior de munte; d – ghețar – lob; e – ghețar cu frunte de concreștere (IASH, 1985, p. 102)

Alături de această categorisire riguroasă a ghețarilor, în continuare va fi prezentată clasificarea lor după **criteriul morfologic**, care este cel mai utilizat în literatura geomorfologică de specialitate (Urdea, 2005). La baza acestei alegeri stă raționamentul că morfologia ghețarilor exprimă și reflectă cel mai fidel interacțiunea dintre masa de gheață și substratul, pe care ea repauzează (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005).

Pe baza acestui criteriu ghețarii se împart în două categorii: neconstrânși de topografie și constrânși de topografie (fig. 13. 7).

Ghețarii neconstrânși topografic sau independenți de topografie cuprind „entitățile glaciare care se caracterizează prin faptul că se suprapun topografiei de dedesubt, iar direcțiile de mișcare a gheții reflectă în primul rând dimensiunile și forma masei de gheață și extrem de puțin specificul morfologic al suprafeței pe care repauzează” (Urdea, 2005, p. 70-71); se remarcă în acest sens calotele glaciare, ghețarii de șelf și ghețarii de ieșire.

Calotele glaciare reprezintă formațiuni care se ridică aproximativ simetric deasupra terenului pe care se dezvoltă, având aspect de calotă sferică, convexă în profil transversal, ca răspuns la caracteristicile de bază ale curgerii gheții (Urdea, 2005). În funcție de dimensiune ele se împart în calote glaciare propriu-zise (cele de dimensiuni continentale) și bonete de gheață. Limita dintre ele fiind după cei mai mulți autori (Armstrong et al., 1973; Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005) suprafața de

50.000 km², deși există opinii conform cărora limita trebuie stabilită la 10.000 km² (Drewry, 1986, citat de Urdea, 2005). Extremele dimensionale sunt deținute de calota antarctică, care are 11.965.700 km², 4.200 m altitudine, grosimi frecvente de 3.000 m, respectiv boneta Laika de pe Insula Coburg din arhipelagul Nord-Canadian, care are doar 9,8 km² (Urdea, 2005). Elementele morfologice ale unei calote sunt domurile de gheață, adică acele părți distincte, extinse și cu aspect aproximativ simetric (Benn și Evans, 2010). De exemplu, în Antarctica sunt prezente două domuri principale (Antarctica de Est și Antarctica de Vest, care au o grosime medie a gheții de 1.780 m și suprafețe de ordinul milioane de km²), iar în Groenlanda un dom central (3.200 m înălțime) și unul sudic, de 2.850 înălțime (Urdea, 2005).

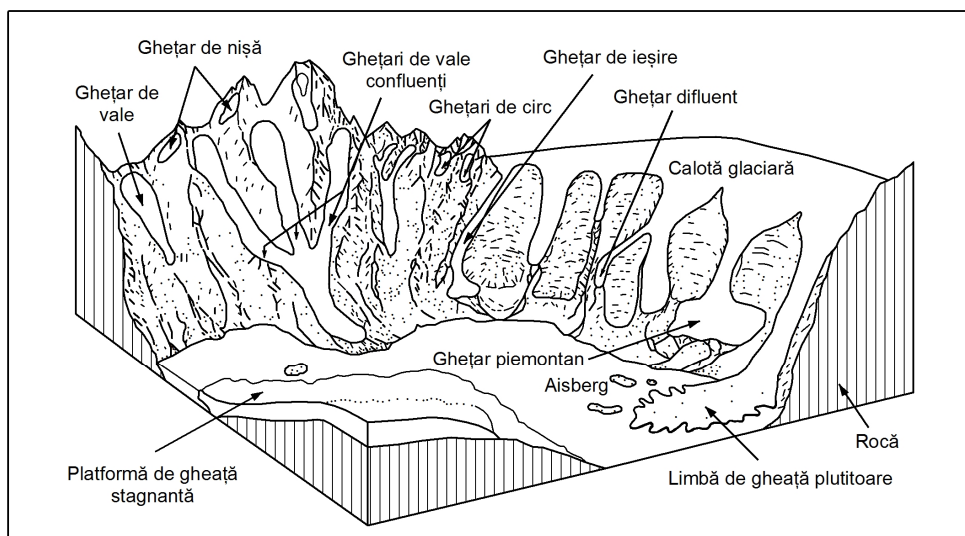


Fig. 13. 7. Principalele tipuri de ghețari (Selby, 1985, p. 421)

Ghețarii de șelf sunt pânze ample de gheață plutitoare, ce provin din domurile de gheață, care se remodelează în zonele litorale, mai ales din cauza propriei greutate (Urdea, 2005). Ei sunt specifici continentului Antarctica, unde ocupă 44% din lungimea țărmurilor și dețin 7% din suprafața gheții antarctice; se evidențiază în acest sens următorii ghețari de șelf: Ross (536.070 km² și 1.100 m grosime), Amery, Shackleton, Filchner, Riiser-Larsen, Brunt etc. (Urdea, 2005). Ei pot avea o grosime minimă de 200 m (Benn și Evans, 2010).

Ghețarii de ieșire se generează din cauza surplusului de gheață, care se scurge marginal de pe calote; pot ajunge la lățimi de zeci de kilometri și lungimi de până la 700 km, cum este, de exemplu, ghețarul Lambert, ce alimentează ghețarul de șelf Amery, din Antarctica. Ei se mai numesc ghețari de evacuare sau ghețari emisari și exprimă principala modalitate de descărcare a maselor de gheață de pe calote, funcționând ca zone de alimentare (Urdea, 2005). Spre exemplificare, ghețarul Byrd

din estul Antarcticii are lungimea de 430 km, lățimea de 23 km, viteza medie de 840 m/an, drenează o suprafață de 1.017 mil. km² și descarcă anual în ghețarul de șelf Ross 18 km³ de gheață, fiind cel mai activ ghețar de pe Terra (Swithinbank, 1988). Din astfel de ghețari se desprind cele mai multe iceberguri. Acești ghețari, prin dinamica și comportamentul lor, fac tranziția spre cei constrânși de topografie.

Ghețarii constrânși de topografie îi cuprind pe cei „a căror formă și direcție de deplasare sunt impuse de caracteristicile topografice ale reliefului cu care interacționează masa de gheață” (Urdea, 2005, p. 86). În categoria lor se includ: ghețarii de platou și câmpurile de gheață, ghețarii de piemont, ghețarii de circ, ghețarii de vale, ghețarii de nișă, ghețarii de crater, carapacele de gheață, șorțurile de gheață, franjurile de gheață și ghețarii regenerați (ghețari căzuți sau glacierets).

Ghețarii de platou și câmpurile de gheață (icefields) sunt definiți de existența unei suprafețe relativ plane, de peste 5 km², uneori ușor bombată, care din cauza unei ușoare înclinări asigură o favorabilitate redusă pentru curgerea gheții (Urdea, 2005). Din cadrul acestora se desprind râuri de gheață, care au o dispoziție radială și o formă asemănătoare cu cei de vale. Sunt tipici Munților St. Elias și Platoului Yukon din NV Canadei, precum și pe litoralul statului Alaska (Urdea, 2005).

Ghețarii de piemont constituie mase de gheață situate la contactul munților cu teritoriile relativ plane de la marginea lor; ei se alimentează din ghețari de platou sau din bonete de gheață. Dacă masele de gheață ajung pe terenuri plane, pe fondul schimbării regimului curgerii, de la canalizată la radiar divergentă, ei primesc aspectul unor lobi, pe care se pot observa liniile de curgere evidențiate de foliații (Urdea, 2005). Evident este în acest sens ghețarul Malaspina, din Alaska; el are forma unui lob extins pe aproximativ 120 km, suprafața de 3.800 km² și o grosime maximă a gheții de 600 m (Urdea, 2005).

Ghețarii de circ se dezvoltă în forme de relief cu aspect de amfiteatru, delimitate de pereți abrupti și stâncoși, localizate la partea superioară a unităților montane (creste sau margini ale unor platouri sau suprafețe de nivelare). Masa de gheață, formată preponderent din zăpada provenită de pe pereții cercului, este separată de aceștia printr-o crăpătură denumită rimaye. Sunt caracteristici Munților Pirinei, de unde și denumirea de ghețari pirineeni.

Ghețarii de vale reprezintă mase de gheață, alimentate de către un ghețar de platou sau de circ, care se scurg printr-o vale dominată, de o parte și de alta, de abrupturi stâncoase; ghețarii de vale pot fi: simpli, compuși și complecși (Urdea, 2005).

Ghețarii de vale simpli prezintă o singură limbă glaciară, ce pornește dintr-un ghețar de circ și coboară până în zona de ablație (fig. 13. 8).

Ghețarii de vale compuși sau de bazin compus sunt constituiți dintr-un ansamblu de mai mulți ghețari de circ, al căror limbi glaciare confluează și se deplasează apoi împreună. Se mai numesc și de tip alpin, fiind caracteristici Munților Alpi, unde ating lungimi de peste 25 km (Ghețarul Aletsch 26,8 km).

Ghețarii de vale complecși sau de bazine compuse se generează prin confluența mai multor ghețari de vale, rezultând o configurație dendritică; acești mai sunt denumiți și de tip himalayan. Lungimea lor poate ajunge la peste 100 km, după cum este în cazul ghețarilor: Bering (200 km), Hubbard din Alaska (120 km), Chitina din Munții St. Elias (88 km), Nabesna din Munții Vranghel (87 km), Fedcenko din Munții Pamir (62 km), Baltoro din Karakorum (62 km), Upsala din Munții Anzi (60 km), Gangotri din Himalaya (32 km) etc. (Urdea, 2005).

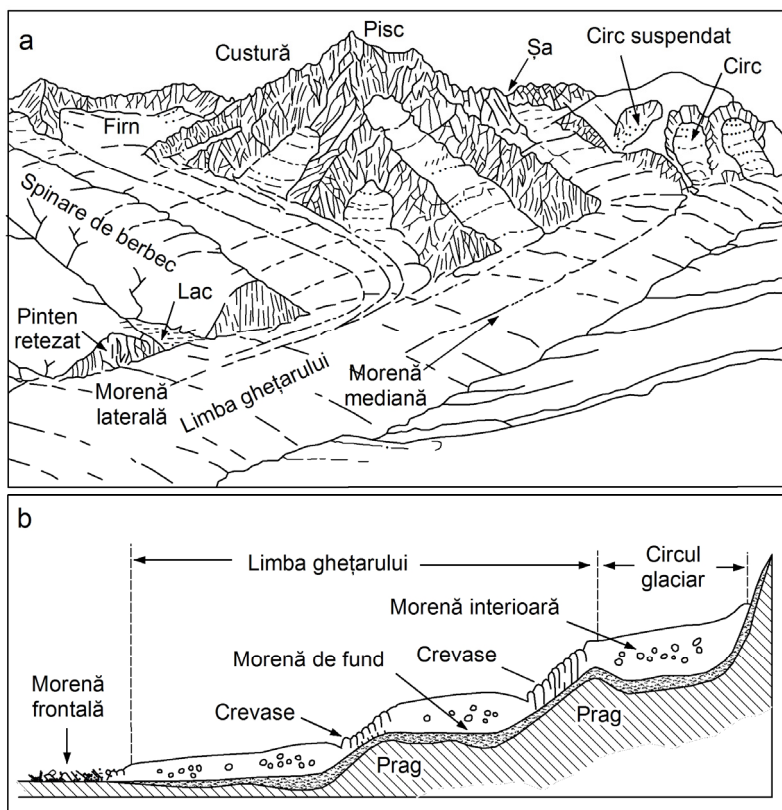


Fig. 13. 8. Morfologia montană glaciatică: a – vedere panoramică; b – profil transversal (Grecu, 1997, p. 94)

Ghețarii de nișă sunt mase mici de gheață adăpostite în excavațiile existente pe versanți (Urdea, 2005).

Ghețarii de crater se dezvoltă în craterele vulcanilor stinși sau adormiți, din care pot să pornească limbi de gheață, pe văile de tip barrancos.

Carapacele de gheață reprezintă mase de gheață cu aspect de cupole, care acoperă unele vârfuri montane rotunjite sau unele conuri vulcanice (Urdea, 2005). Din ele se pot forma șorțuri de gheață și limbi glaciare cu aspect de ghețari de vale sau de tip barrancos. Evidentă este în acest sens cupola de gheață ce acoperă Mount

Rainier din SUA (4.395 m altitudine și 92 km²), Pico de Orizaba din Mexic, Nevado de Tolima din Columbia, Cotopaxi din Ecuador etc. (Urdea, 2005).

Șorțurile de gheață se formează pe versanții munților de care atârnă ca niște șorțuri; au aspect de platoșă, cu grosimi nu prea mari (Urdea, 2005).

Franjurile de gheață sunt poziționate la partea superioară a unor faleze de care atârnă ca niște franjuri (Urdea, 2005); sunt caracteristice pentru peninsula Antarctica.

Ghețarii regenerați constituie mase de gheață de dimensiuni modeste, formate la piciorul unor abrupturi datorită căderilor periodice de gheață și zăpadă din partea superioară a abruptului, aflat în aria glaciară (Urdea, 2005).

Mișcarea ghețarilor se produce o dată ce grosimea gheții crește și ajunge la valori de cel puțin 60 m, condiții în care ea începe să fie antrenată într-o mișcare de tip curgere (Sharp, 1988, citat de Urdea, 2005). Întrucât se comportă ca un corp solid-plastic gheața are posibilitatea să curgă cu viteze relativ reduse. Plasticitatea gheții este pusă pe seama presiunii exercitate de masa de gheață, recongelării, deformării cristalelor datorită alunecărilor care au loc pe planurile de cristalizare etc. (Mac, 1986). Comparativ cu cea a apei, curgerea gheții este mult mai complexă, deoarece este vorba de deplasarea unui fluid vâcos (Grecu, 1997). Pe suprafața masei de gheață aflată în mișcare apar crăpături denumite crevase. Ele se formează când din cauza frecărilor sau a neregularităților substratului geologic, masa de gheață se deplasează cu viteze diferite ceea ce conduce la depășirea limitei de plasticitate; în același timp ele pot rezulta la contactul dintre gheață și pereții circuitului sau a văii glaciare, fie prin desprinderea masei de gheață de aceștia, fie din cauza ablației intense de la contactul dintre gheață și rocă, provocată de încălzirea suprafeței stâncoase și de reflectarea radiației solare de către ghețar (Grecu și Palmentola, 2003). În profil transversal majoritatea crevaselor au forma literei V și doar excepțional, în anumite condiții de plasticitate (când gheața de la partea superioară a ghețarului mai rigidă este situată pe gheață aflată în extensiune), pe cea a literei U (Grecu, 1997). Adâncimea medie a crevaselor este de 15 – 20 m, ele fiind grupate în rețele transversale, longitudinale și radiare, la fel cum destul de întâlnite sunt crevaselor dispuse haotic (Rădoane et al., 2001), fără o orientare anume. La partea superioară crevaselor pot fi închise prin poduri de zăpadă, și astfel ascunse, în cea mai mare parte a anului. În sezonul de ablație intensă, în crevase se acumulează apă, care ulterior poare îngheța în sezonul rece. De asemenea, crevaselor reprezintă locul de pătrundere a apei de pe suprafața ghețarilor în interiorul lor, ceea ce conduce la formarea morilor glaciare.

Deplasarea unui ghețar este dependentă de mai multe variabile, dintre care se remarcă: grosimea gheții, panta substratului și regimul sau bilanțul local al gheții (Grecu, 1997).

Deplasarea ghețarilor este influențată și de variațiile de masă, care sunt rezultatul diferențelor dintre acumulare și ablație, cele care alcătuiesc **bilanțul glaciare**. Acesta din urmă, denumit și bugetul de masă se referă la raportul dintre

intrările și ieșirile de gheață, firn, zăpadă și apă dintr-un ghețar, exprimate în echivalent apă (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005). Cu alte cuvinte, bilanțul glaciatic definește câștigurile și pierderile de masă ale unui ghețar (Benn și Evans, 2010). Acumularea include toate procesele și căile prin care se adaugă materie unui ghețar: precipitații sub formă de zăpadă, avalanșe, zăpadă adusă de către vânt pe suprafața ghețarului, chiciură, apă lichidă care îngheață la contactul cu ghețarul etc. La rândul ei, ablația cuprinde: topirea propriu-zisă, evaporarea, sublimarea, spulberarea zăpezii de către vânt, desprinderea de iceburguri etc. (Urdea, 2005).

Pe baza bilanțului glaciatic se poate analiza echilibrul ghețarilor pornind de la diferențele existente între perioada de masă minimă a unui an și masa minimă din anul următor, adică de la sfârșitul sezonului de ablație dintr-un an, până la sfârșitul sezonului de ablație din anul următor (Hubbard și Glasser, 2005). Conform autorilor citați, o astfel de generalizare maschează variațiile de volum și de suprafață din cursul anului. De exemplu, acumularea de zăpadă, în partea superioară a unui ghețar, determină schimbarea morfometriei; ea atrage după sine modificarea grosimii și a pantei, fapt care va conduce la o sporire a stresului de mișcare, iar legat de acesta creșterea vitezei și sporirea descărcării glaciare (Urdea, 2005).

În acest context, al bilanțului glaciatic, trebuie reținută distincția dintre ghețarul rece și cel temperat. Primul este acela, care în funcție de temperatura sa și de cea a substratului se găsește ancorat pe patul de rocă, fiind practic oprit, și, astfel, puțin eficient ca agent al modelării (Grecu și Palmentola, 2003). Comparativ cu acesta, un ghețar temperat, pe baza condițiilor termice locale, exercită, prin propria presiune, o acțiune asupra nivelelor inferioare, determinând creșterea temperaturii, atenuarea aderenței cu substratul și formarea peliculelor de apă ce umectează suprafața de curgere (Grecu și Palmentola, 2003). Toate acestea dovedesc o mobilitate mare a ghețarilor temperați, ceea ce favorizează eroziunea prin intermediul materialelor transportate. De asemenea, condiții reci sau temperate se pot instala în diferite părți ale aceluiași ghețar, ele alternând, în funcție de ciclurile termice anotimpuale, anuale sau multianuale (Grecu și Palmentola, 2003).

Mișcarea gheții este descrisă de o ecuație generală în care viteza (V) sau mișcarea totală este suma dintre contribuția creep-ului (V_c), care afectează masa de gheață și contribuția alunecării bazale (V_a) la mișcarea generală a masei de gheață (Urdea, 2005):

$$V = V_c + V_a$$

Mișcarea prin creep. Deplasarea maselor de gheață are loc în general datorită forței de gravitație. Această induce în toată masa ghețarului un creep, care se manifestă sub forma unei deplasări interne, din cauza propriei greutate a masei de gheață (Urdea, 2005). Contra unei astfel de mișcări i se opun forțele datorate fricțiunilor interne, precum și cele dintre talpa ghețarului și patul de rocă.

Creep-ul determină ca la partea inferioară a masei de gheață să apară un stres bazal de forfecare, care este direct proporțional cu densitatea gheții, accelerația gravitațională, grosimea masei de gheață și panta suprafeței gheții (Urdea, 2005). Creep-ul care afectează cristalele individuale determină deformarea lor, astfel încât, deformarea bazală se caracterizează printr-o rată de solicitare în continuă creștere (Schulson și Duval, 2009).

Alunecarea bazală a gheții reprezintă unul dintre procesele glaciologice fundamentale, care se manifestă prin: contact direct cu patul de rocă, prin cavitație și prin intermediul unei pelicule de apă (Urdea, 2005).

Alunecarea prin contact direct cu patul de rocă se realizează prin două mecanisme: topire și recongelare (are loc în dreptul protuberanțelor din patul glaciuar, care depășesc 1 m înălțime, unde datorită presiunilor care se formează gheața, se topește înainte de ele și reîngheață după ce le depășește) și prin creep bazal suplimentar (Weertman, 1967).

Alunecarea cu cavitație se produce când stresul de întindere, determinat de curgerea gheții, depășește ca valoare presiunea criostatică normală, astfel încât ghețarul pierde contactul cu patul de rocă în partea din aval a unui obstacol (Van der Veen, 1999), unde se formează o cavitație care uneori poate fi umplută cu apă.

Alunecarea prin intermediul unei pelicule de apă este caracteristică ghețarilor temperați, la care prezența apei în masa de gheață este în funcție de fricțiunea bazală și căldura de efort (Urdea, 2005). În general, apa bazală, care înlesnește alunecarea, se prezintă sub forma unei pelicule subțiri (Weertman, 1964).

Se poate concluziona că, gheața se deformează în principal prin alunecarea materialelor dislocate pe planul bazal, iar multiplicarea dislocării are loc prin alunecarea transversală a materialelor, pe planurile prismatice și/sau prin urcarea dislocărilor bazale (Schulson și Duval, 2009). Se sugerează astfel că, deformările marginale, generate în planurile prismatice prin procesul de alunecare, pot acționa ca obstacole în calea alunecării materialelor pe planul bazal (Schulson și Duval, 2009).

Viteza de mișcare a ghețarilor este influențată de condițiile în care are loc deplasarea lor, de variațiile bilanțului glaciuar și de caracteristicile patului de rocă, pe care are loc deplasarea (Menzies, 2002b).

Deplasarea ghețarilor este influențată în mod direct de panta terenului. Cu cât aceasta este mai mare, cu atât grosimea gheții, și prin urmare a presiunii, necesare pentru deplasare pot fi mai mici (Josan et al., 1996).

În același timp viteza diferă de la un sector la altul fiind de obicei mai mare în cel de ablație, comparativ cu cel de acumulare. Și în profil transversal se înregistrează diferențe, în sensul că viteza este mai mare în partea centrală comparativ cu cea marginală. Spre exemplu, la un ghețar alpin cu o lungime de 5 – 15 km, viteza este de câțiva metri pe an în sectorul de acumulare, de 10 – 30 m/an în sectorul mijlociu și de până la 100 m/an în cel de ablație (Urdea, 2005). În același

timp viteza scade de la suprafață spre partea bazală unde din cauza frecării cu substratul geologic se înregistrează cele mai mici valori. Alături de pantă viteza de curgere este și în funcție de împingerea care se exercită din amonte spre aval și de tracțiunea care se manifestă din aval (Josan et al., 1996).

Pe baza criteriului vitezei cu care se deplasează ghețarii au fost clasificați în felul următor: *ghețari înceți* (viteze medii sub 5 m/an) (Etzelmuller et al., 1993), *ghețari normali* (viteze între 10 și 100 m/an) și *ghețari rapizi* (cu viteze de peste 100 m/a, care pot ajunge și la 1.000 m/an) (Benn și Evans, 2010).

Din cauza ciclurilor climatice vitezele de mișcare a ghețarilor prezintă fluctuații sezoniere. De exemplu, la partea inferioară a unui ghețar, în timpul verii, are loc o sporire a vitezei cu 10 – 15% din cauza prezenței în exces a apelor de topire bazală, pentru ca la partea superioară, unde are loc alimentarea lui viteza să crească în timpul iernii, ca urmare a unui bilanț de masă pozitiv, dat de zăpada acumulată (Urdea, 2005).

Pe lângă mișcările uniforme, care se înscriu unor valori medii, ghețarilor le sunt caracteristice și mișcări mai rapide, cunoscute sub numele de răbufnirea ghețarilor (*surging glacier*, de la engl. *surge* = răbufnire). Răbufnirea este un fenomen ce constă în accelerarea abruptă a curgerii ghețarilor, însoțită de o dramatică mișcare de înaintare a frunții ghețarilor (Kotlyakov și Smolyarova, 1990, citați de Urdea, 2005). Astfel de mișcări le permit ghețarilor să parcurgă distanțe mari în timp scurt, după ce anterior au stagnat ori s-au deplasat cu viteze reduse (normale). De pildă, s-au înregistrat și viteze de 350 m/zi, sau chiar mai mari, așa cum a fost în cazul Ghețarului Kutiah din Karakorum, care în timpul răbufnirii din 1953, a avansat 12 km în două luni (Urdea, 2005). Mecanismul care declanșează procesul de răbufnire a ghețarilor, care mai este cunoscut și sub denumirea de unde glaciare, este însă destul de puțin elucidat. Dintre factorii externi invocați se remarcă cutremurele sau creșterea cantităților de precipitații, însă regularitatea de apariție a acestor unde la majoritatea ghețarilor investigați, precum și cantitățile oarecum similare de gheață deplasate la fiecare ciclu sugerează, mai degrabă, influența unor elemente interne (Rădoane et al., 2001). Astfel, răbufnirea ghețarilor este favorizată de creșterea cantității de apă, de la baza masei de gheață (din cauza schimbărilor hidrice subglaciare), pe fondul accelerării alunecărilor bazale; se asistă în aceste condiții la inițierea unui feedback pozitiv prin faptul că o dată cu intensificarea alunecărilor bazale inițiale, cantitatea de apă topită sporește, ca efect a unui flux mai mare de căldură eliberată prin frecare, și în consecință, se înregistrează o rată mai mare a mișcărilor bazale (Rădoane et al., 2001). La acestea se pot adăuga și alte cauze: instabilitatea termică a maselor de gheață, creșterea încărcăturii din aria de acumulare, formarea valurilor cinematice, desprinderea de iceberguri în cazul ghețarilor cu frunți marine, seisme, variații ale valorilor fluxului geotermic (Menzies, 2002b).

Legat de răbufnirea ghețarilor o importanță deosebită o reprezintă crevasarea intensă a maselor de gheață, fenomen care înlesnește încorporarea debrisului supraglaciuar în masa de gheață, cu toate efectele semnificative în geneza structurilor de sedimente și a morenelor frontale, mediane și laterale (Sharp, 1988).

13.1. PROCESELE GEOMORFOLOGICE GLACIARE

Din cauza transferului, din zona de acumulare spre cea de ablație, masa de gheață, prin dinamica specifică, exercită o acțiune de modelare a substratului geologic, determinând formarea reliefului glaciuar. În aceste condiții, modelarea glaciuară se manifestă printr-o triplă acțiune procesuală: eroziune, transport și acumulare (sedimentare).

13.1.1. Eroziunea glaciuară

Aceasta reprezintă procesul general de roadere și îndepărtare a rocilor patului glaciuar de către un ghețar (Kotlyakov și Smolyarova, 1990, citați de Urdea, 2005). Pentru desemnarea eroziunii glaciare, la modul general, se folosește și termenul de exarație.

Mecanismele eroziunii glaciare sunt influențate de următoarele variabile: stadiul de evoluție a masei de gheață, variațiile bilanțului glaciuar, localizarea potențialului optim al eroziunii în masa ghețarului, caracteristicile morfologice ale substratului actual sau preexistent modelării glaciare etc. (Grecu, 1997).

Rata eroziunii glaciare depinde și ea de o serie de variabile, ce țin de masa de gheață, patul de rocă și geometria canalului pe care are loc deplasarea (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005).

Eroziunea glaciuară astfel caracterizată este un proces geomorfologic complex, care implică următoarele: falimentul patului glaciuar, abraziunea glaciuară, detracția glaciuară și acțiunea modelatoare apelor de topire.

Falimentul patului glaciuar atrage după sine atât fracturarea și zdrobirea rocilor, cât și evacuarea lor.

Fracturarea rocilor are loc sub propria greutate a masei de gheață, cu deosebire atunci când contactul dintre talpa ghețarului și patul de rocă, are loc prin intermediul unor fragmente de rocă, care vor sporii și ele creșterea presiunii; acest fapt este dovedit de prezența pe patul glaciuar a unor elemente micromorfologice de tipul crăpăturilor, ciupiturilor, nișelor de scobire etc. (Urdea, 2005). După sursa citată, răspunsul rocii la presiunea exercitată de ghețar este condiționat de o serie de variabile, dintre care se evidențiază: geometria, orientarea și continuitatea discontinuităților preexistente (fisuri, falii, planuri de stratificare), fricțiunea în lungul acestora; gradul de meteorizație; prezența materialului de umplutură și

proprietățile lui; prezența apei și dinamica ei; existența unor cicluri de supraîncărcare.

Deoarece patul de rocă este supus unor ample variații de presiune, asociate desfășurării unor cicluri de încărcare, se dezvoltă progresiv o rețea de fisuri, care provoacă slăbirea rocii, astfel încât se deschide calea îndepărtării acelei părți a patului glaciar (Urdea, 2005). Practic din momentul în care rezistența la fracturare a fost depășită de intensitatea factorului de stres, are loc falimentul patului glaciar (Urdea, 2005).

Evacuarea rocilor zdrobite și fracturate debutează o dată cu slăbirea patului de rocă, prin fracturare și zdrobire, ea făcând legătura între eroziunea și transportul glaciara; alături de evacuarea sfărâmaturilor, prin intermediul masei de gheață (antrenare glaciară), ele mai pot fi înlăturate și de către apele de topire (Urdea, 2005).

Abraziunea glaciară reprezintă erodarea patului de rocă prin zgâriere și șlefuire (detersie), de către sfărâmaturile existente pe talpa ghețarului (Urdea, 2005). Autorul citat menționează că, ea este în funcție atât de duritatea rocilor, care alcătuiesc patul glaciara, cât și de particulele prinse pe talpa ghețarului, care sunt caracterizate de anumite proprietăți fizico-mecanice: duritate, rezistență la lovire, zgâriere și zdrobire, rugozitatea tălpii ghețarului și a patului de rocă (fig. 13. 9).

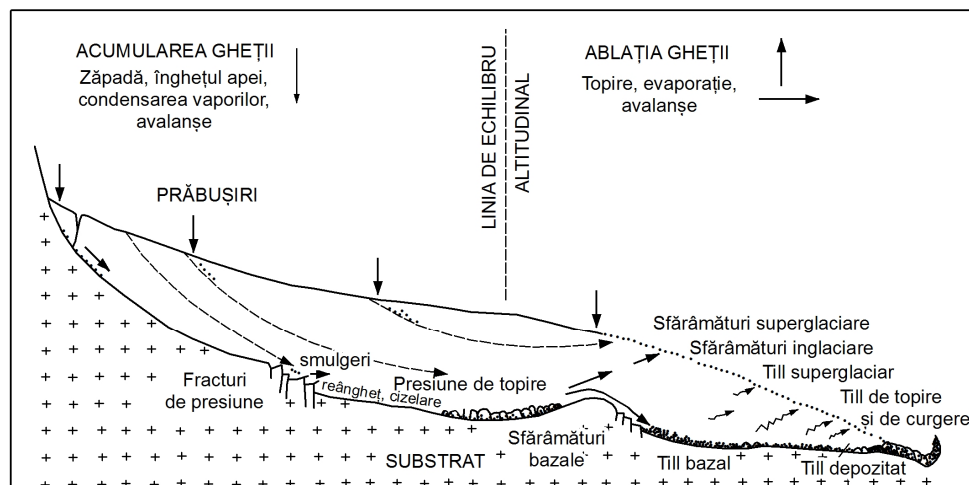


Fig. 13. 9. Procesele care acționează în interiorul și la suprafața ghețarilor (Selby, 1985, p. 430)

Consecința acestui tip de contact, care implică și frecarea, este eroziunea patului glaciara într-o manieră specifică denumită șlefuire glaciară; în urma ei se formează atât o suprafață șlefuită, cât și produse ale șlefuirii, de regulă de dimensiuni reduse, de unde și denumirea de făină glaciară sau de ghețar pe care acestea o primesc (Urdea, 2005).

O variabilă importantă, care influențează abraziunea, este grosimea gheții (fig. 13. 10), ea mărind eficacitatea abraziunii, prin presiunea pe care o exercită asupra clastelor, de la nivelul contactului talpa ghețarului – patul de rocă (Boulton et al., 1974).

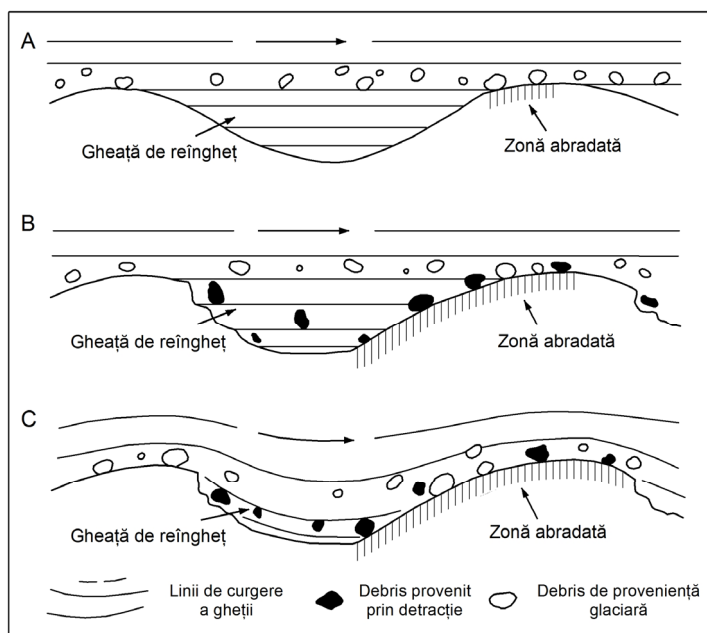


Fig. 13. 10. Modele ale desfășurării abraziunii: a – modelul Shoemaker (1988) al alunecării dominate de reîngheț; B – modelul lui Hallet (1979) al alunecării dominate de reîngheț; C – modelul lui Hallet (1979, 1981) al alunecării și deformărilor sporite vâscoase și reîngheț (Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005, p. 184)

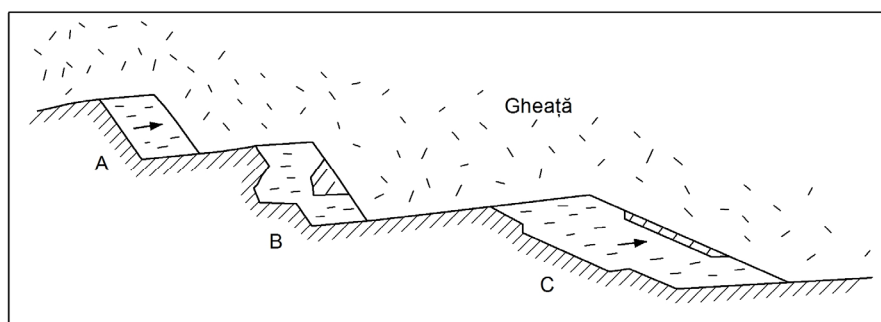


Fig. 13. 11. Detracția glaciară în: A – cavitate activă afectată de efectul ridicării hidraulice; B – o cavitate pasivă afectată de efectul Robin; C – o cavitate afectată de îngheț și de forța motrice a presiunii apei (Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005, p. 187)

Detracția glaciară reprezintă mecanismul de rupere, a unor bucăți de rocă, din patul glaciara; noțiunea provine de la lat. *detrahere* = smulgere (fig. 13. 11). Un

rol important, în procesul de detracție, îl are, pe de o parte, presiunea apei din cavitățile subglaciare (Kavanaugh și Klarke, 2000), iar pe de altă parte variația presiunii apei, din fisurile rocii, aflată în imediata apropiere. Cel mai ușor de îndepărtat sunt fragmentele de care gheața aderă, din cauza funcționării lor ca petece reci, datorită efectului Robin (transfer de căldură care are loc dinspre substrat, care devine mai rece, spre masa de gheață, pentru a echilibra căldura pierdută în condițiile expulzării apei prin topirea gheții; termenul a fost propus de către Robin în 1976), astfel încât deplasarea ghețarului va determina smulgerea de fragmente de rocă de pe patul glaciara (Urdea, 2005).

Acțiunea modelatoare a apelor de topire este și ea importantă, din cauză că acestea sunt definite atât prin viteze mari de deplasare, cât și printr-o cantitate semnificativă de materiale pe care le transportă; ea se manifestă prin eroziune mecanică și chimică (Urdea, 2005).

Eroziunea mecanică a apelor de topire se manifestă prin: coraziune glaciara, cavitație (este rezultatul diferențelor de presiune, care se manifestă sub forma unor bule microscopice de gaze, care se sparg în apropierea patului glaciara), solicitarea fluidului și antrenarea particulelor din paturile slab coezive (Benn și Evans, 2010).

Eroziunea chimică a apelor de topire este influențată de: pH, cantitatea de gaze dizolvate (îndeosebi CO₂), temperatură, presiune, turbulentă, conținut de sedimente fine prin intermediul cărora se mărește suprafața de contact și gradul de reactivitate (Benn și Evans, 2010). Conform autorilor citați, aceste ape acționează prin dizolvare, schimb cationic și carbonatare.

Intensitatea proceselor de eroziune glaciara este condiționată de: duritatea rocilor, gradul de fisurare și diaclazare a lor, formele de relief pe care este suprapus ghețarul etc. (Grecu, 1997).

Înseamnă că abraziunea glaciara este mai intensă pe un pat glaciara alcătuit din foci mai friabile, că fracturarea și zdrobirea sunt mai eficace în situația ghețarilor reci, precum și a celor cu pat dur, dar cald, în timp ce în cazul ghețarilor reci nu se poate vorbi de acțiunea mecanică și chimică a apelor de topire, întrucât ele nu sunt prezente (Goudie, 1995, citat de Urdea, 2005).

Diversitatea modalităților în care se manifestă eroziunea glaciara a condus la formularea mai multor **legi** specifice (Coteț, 1971; Posea et al., 1976; Mac, 1986):

- eroziunea glaciara este influențată în mod direct de pantă, ea fiind mai mare acolo unde valoarea pantei este mai redusă, deoarece grosimea gheții este mai mare;
- eroziunea glaciara are loc în sens longitudinal și lateral, aspect evidențiat de profilul sub forma literei U a văilor glaciare;
- eroziunea glaciara nu tinde către un profil de echilibru, ci duce la accentuarea denivelărilor lui, deoarece nu se raportează la un nivel de bază;
- ghețarul prin greutatea și presiunea exercitată poate eroda și sub nivelul de bază (care există sau la care s-ar putea raporta), prin supraadâncire;

- eroziunea glaciară este influențată direct de masa de gheață, declivitatea substratului și volumul materialelor de tipul morenelor, pe care le antrenează;

- eroziunea glaciară se manifestă diferențiat și selectiv, în funcție de elementele componente ale ghețarului, de alcătuirea și structura patului glaciare, de prezența sau lipsa apei de topire, precum și de prezența fenomenului de recongelare de la baza versantului. Cea mai intensă eroziune se manifestă în lungul limbii glaciare, deoarece masele de gheață presează și smulg multe fragmente de rocă, pe care apoi le transportă la distanțe apreciabile; în cadrul circurilor eroziunea este mai puțin intensă, ea acționând nu atât prin deplasare cât mai ales prin presiune intensă de apăsare, care este în funcție de grosimea ei.

13.1.2. Transportul glaciare

Ghețarii transportă cantități impresionante de materiale, fiind o verigă importantă a cascadei sedimentelor din teritorii situate la mare altitudine și la latitudini superioare (Kirkbride, 2002). Prin intermediul materialelor transportate ghețarii modelează patul pe care se deplasează, generând formele de relief de eroziune glaciare. În același timp, materialele respective sunt cele care intră ulterior în componența formelor de acumulare glaciare.

Transportul materialelor sau sedimentelor glaciare este influențat de principalele proprietăți ale gheții: densitatea, temperatura și vâscozitatea.

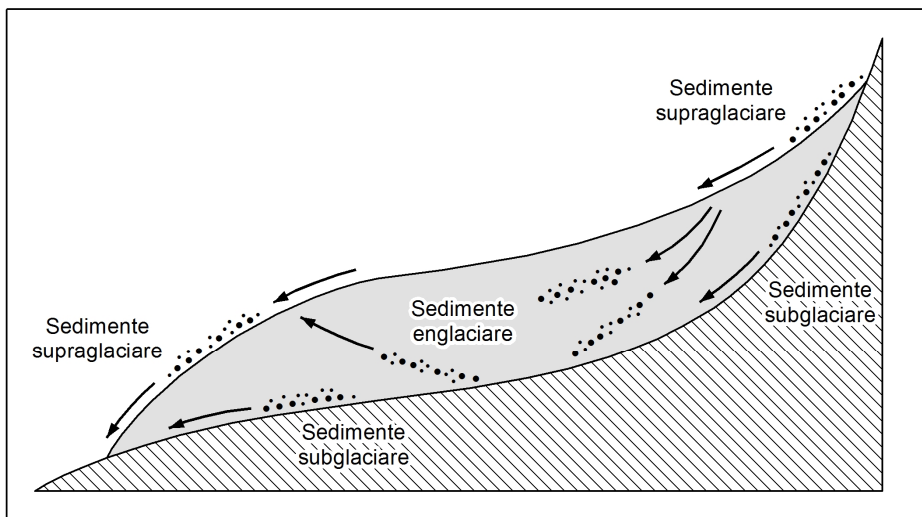


Fig. 13. 12. Ilustrare schematică a transportului materialelor de către ghețarii de vale (Summerfield, 2013, p. 271)

Procesul de transport glaciare implică următoarele faze sau etape: antrenarea sedimentelor glaciare, transportul sedimentelor glaciare, migrația sfărâmăturilor (Urdea, 2005).

Antrenarea sedimentelor glaciare este procesul de încorporare a sfărâăturilor și altor materiale în masa unui ghețar (Drewry, 1986, citat de Urdea, 2005). În cadrul acesteia, după autorul citat, se face distincție între antrenarea subglaciară (de la partea inferioară a masei de gheață), supraglaciară (de pe suprafața ghețarului) și englaciară (termenul de englaciare se referă la condițiile din interiorul unui ghețar) (fig. 13. 12).

Antrenarea subglaciară cuprinde materialele rezultate din falimentarea patului glaciar, care pot fi antrenate de către pelicula de apă subglaciară (cele cu diametru mai mic de 200 microni) și de către apele ce curg în canale subglaciare (cele mai grosiere) (Urdea, 2005). Conform sursei citate, majoritatea teoriilor care au în atenție la antrenarea subglaciară se referă la mecanismele de topire și îngheț, alături de care se remarcă acumularea de gheață și sfărâături, încorporarea de blocuri și încălecare de noi spații.

Antrenarea englaciară se produce, de obicei, la nivelul rimayelor, pe unde pătrund în masa de gheață materialele provenite de pe pereții din spatele circuitului, care ulterior sunt încorporate în zonele profunde ale ghețarilor (Urdea, 2005).

Antrenarea supraglaciară este caracteristică mai ales ghețarilor de circ și de vale, situație în care materialele antrenate pe suprafața lor provin de pe versanți și pereții circuitelor, prin intermediul rostogolirilor, surpărilor, căderilor libere, avalanșelor, torenților etc (fig. 13. 13). O dată ajunse pe suprafața ghețarilor, materialele respective sunt antrenate prin intermediul crevaselor în interiorul acestora, ajungând să fie transportate în mediul englaciare.

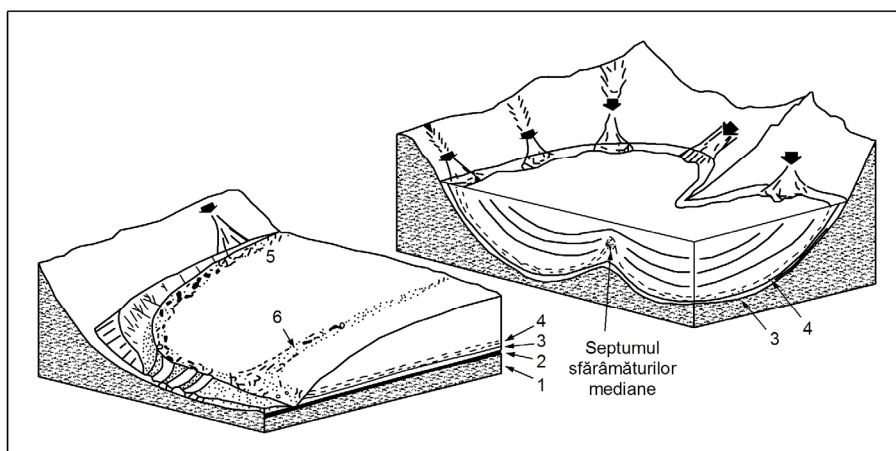


Fig. 13. 13. Geometria și terminologia sistemului de transport a unui ghețar montan: 1 – patul de rocă; 2 – till adăpostit; 3 – zona transportului bazal; 4 – septumul sfărâăturilor paralele patului; 5 morena supraglaciară laterală; 6 – morena supraglaciară mediană (Boulton și Eyles, 1979, citat de Urdea, 2005, p. 256)

Repartizarea sedimentelor transportate de către ghețari, indiferent de maniera în care au fost antrenate, se poate urmări la nivelul traiectoriei pe care o

urmează particulele ce provin din diverse surse. Ca urmare, într-un ghețar, traseele pe care le urmează sedimentele antrenate exprimă de fapt raporturile destul de schimbătoare dintre transport, antrenare și depozitare (Urdea, 2005).

Transportul sedimentelor glaciare se produce la baza ghețarului, în interiorul masei de gheață (transport englaciare) și pe suprafața acesteia.

Transportul bazal al sedimentelor glaciare se înregistrează pe o grosime de câțiva metri, reflectând atât antrenarea sfărâăturilor de la baza ghețarului, cât și concentrarea deșeurilor de proveniență englaciară prin topirea bazală, el ajungând astfel pe interfața talpa ghețarului – patul de rocă (Kirkbride, 2002). O contribuție semnificativă în transportul bazal al sedimentelor glaciare îl au torenții subglaciari, ceea ce determină ca sedimentele să sufere o fasonare de tip fluvial (fig. 13. 14), în urma căreia crește gradul de rotunjire a materialelor transportate (Urdea, 2005).

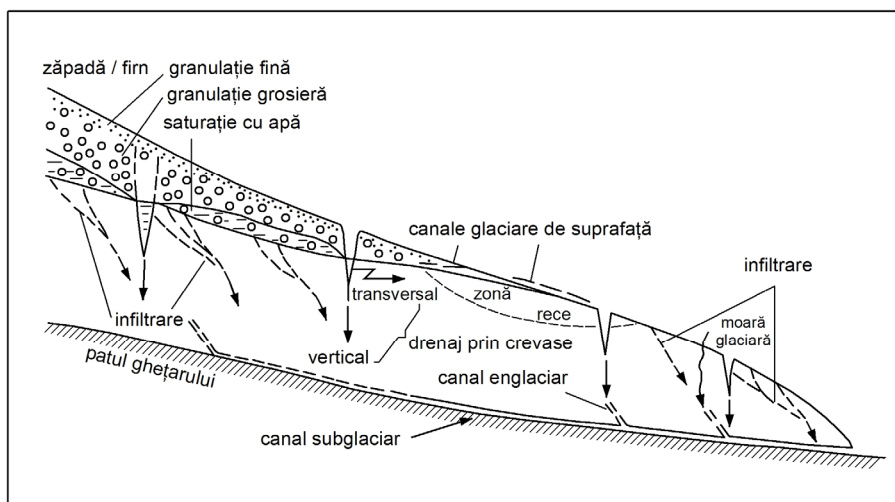


Fig. 13. 14. Rețeaua de drenaj a unui ghețar (Menzies, 1995, citat de Urdea, 2005, p. 141)

Transportul englaciare al sedimentelor se evidențiază prin concentrații foarte scăzute ale deșeurilor, valorile fiind de sub 1% (Urdea, 2005). Un rol important în transportul materialelor, îl au și în acest caz torenții englaciari.

Transportul de suprafață se distinge prin prezența morenelor mediane, continuitatea lor indicând pe de o parte volumul, iar pe de alta periodicitatea aportului cu sfărâături de pe versanții văilor și pereții circurilor glaciare (fig. 13. 15). Morenele mediane se formează atât prin alăturarea morenelor laterale, în urma confluenței a doi ghețari, cât și prin păstrare materialelor la suprafață și în partea superioară a masei de gheață (Urdea, 2005). Alături de transportul efectuat de către masa de gheață, la partea superioară a acesteia se remarcă acțiunea torenților de suprafață.

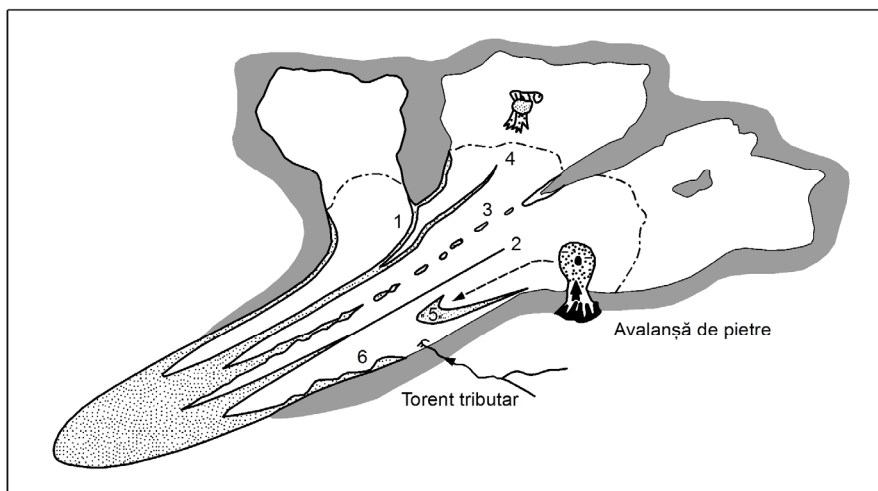


Fig. 13. 15. Schema ideală a morenelor asociate sistemului superior de transport: 1 – morenă mediană de confluență; 2 – morenă dominant ablațională; 3 – morenă perlată (alimentată de avalanșe); 4 – morenă alimentată prin migrația spre suprafață; 5 – debris de avalanșe; 6 – sfărâmături proluviale (torențiale) (Kirkbride, 2002, p. 155)

Migrația sfărâmăturilor exprimă modificarea poziției materialelor transportate de către ghețari, evidențiindu-se în acest sens atât o migrație laterală (are importanță pentru schimbarea concentrației și modificarea grosimii sedimentelor, ea fiind datorată denivelărilor existente în patul glaciari), cât și una verticală (Urdea, 2005). Dimpreună cu modificarea poziției are loc și o schimbare a granulometriei materialelor și a orientării acestora, în funcție de dinamica locală a masei de gheață.

13.1.3. Acumularea glaciari

Tot ceea ce antrenează și transportă ghețarii ajunge să fie acumulat (sedimentat), atât în sectorul de ablație, cât și în cel de echilibru sau de acumulare.

Procesul de acumulare glaciari și notele lui definitorii, reflectate în natura sedimentelor rezultate, sunt condiționate de numeroase variabile dintre care se evidențiază: localizarea față de masa de gheață, locul și modul de acumulare, dinamica masei de gheață și particularitățile hidrologice ale ghețarului.

Analizate în profil vertical sedimentele din cadrul ghețarilor prezintă diferențieri în funcție de poziția pe care o dețin.

Materialele aflate în gheața bazală sunt dispuse în două faciesuri (Lawson, 1979):

- *faciesul inferior stratificat* este compus atât din sedimente concordante, cât și neconcordante sau intercalate. Stratele care le conțin se pot reduce la simple lentile sau îngrămădiri haotice de materiale, la care se adaugă părți mai omogene preluate din patul glaciari și amestecate cu materiale provenite din gheața bazală.

- *faciesul superior dispers* constituie suspensia fină, specifică gheții de chihlimbar (amber ice). Aceasta din urmă se evidențiază prin nuanțe distinctive de galben, aspect masiv, prezența suspensiilor fine și a soluțiilor în matricea de gheață în curs de topire (Anderton 1974, citat de Mager et al., 2009). În faciesul dispers pot să apară și benzi subțiri, formate din elemente foarte fine.

Sedimentele existente în masa de gheață și la suprafața acesteia prezintă deosebiri semnificative între ghețarii montani și cei de calotă (Urdea, 2005; Benn și Evans, 2010).

În situația ghețarilor montani natura materialelor este influențată de maniera în care au fost antrenate și transportate, motiv pentru care predomină sedimente angulare supuse anterior meteorizației, de unde și slaba orientare preferențială (fig. 13. 16), pe fondul existenței inclusiv a unor resturi organice de floră și faună (Urdea, 2005). În cazul ghețarilor montani până la 40 – 80% din suprafața lor poate fi ocupată cu sfărâmaturi; spre exemplificare în acest sens pot fi dați ghețarii negri din Munții Anzi (Lliboutry, 1998, citat de Urdea, 2005).

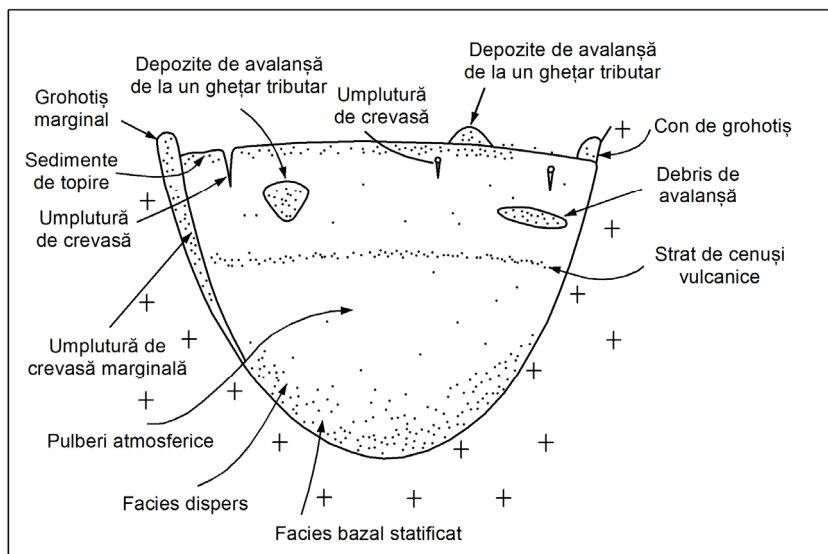


Fig. 13. 16. Modelul general al dispoziției sedimentelor în zona de ablație a unui ghețar de vale (Drewry, 1986, citat de Urdea, 2005, p. 118)

Calotele glaciare conțin sedimente mai ales în sectoarele marginale, unde sunt străpunse de nunatak-uri sau sunt vulcani activi, care, în urma erupțiilor, furnizează cenuși, lapili, bombe vulcanice etc.

Pentru desemnarea produselor rezultate în urma acumulării glaciare se utilizează în special termenii de till și morenă. Prin till indică depozite care pot fi analizate după tehnici sedimentologice, motiv pentru care este utilizat îndeosebi de către geologi, în timp ce termenul de morenă este preferat de către geomorfologi și geografi, semnalând depozite de acumulare glaciară, care se

remarcă printr-o expresie independentă a suprafeței sale (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005).

Sedimentele transportate de ghețari își modifică proprietățile în funcție de locul unde se acumulează; acesta poate fi subaerian sau sub ape.

Acumularea materialelor transportate de către ghețari se produce în următoarele situații: deșeurile glaciare sunt abandonate de către o masă de gheață activă sau stagnantă, în poziție subglaciară sau supraglaciară; deșeurile aflate în mișcare în masa de gheață sau la suprafața acesteia își încetează mișcarea într-o locație depărtată de influența directă a unei poziții subglaciare și proglaciare (la partea inferioară a frunții ghețarului, unde dominate sunt apele de topire); când are loc topirea ghețarului (Whiteman, 1995, citat de Urdea, 2005).

O situație deosebită se înregistrează când patul glaciatic este moale sau deformabil, condiții în care acumularea are loc prin trei procese diferite (Hart, 1995):

- topirea la nivelul contactului dintre talpa ghețarului și patul glaciatic;
- arealele de extensie și de comprimare din interiorul ghețarului fiind corelate cu cele din stratul inferior de sedimente, determină o extensie longitudinală în interiorul stratului de deformare, conducând la subțierea pe verticală, în timp ce spre margine, unde are loc comprimarea longitudinală, se produce o îngroșare verticală. Se ajunge pe această cale ca materialele să fie deplasate înainte, transformându-se într-o acumulare localizată la marginea gheții;

- din cauza subțierii stratului de deformare, datorită retragerii ghețarului, partea de la baza stratului de deformare va deveni imobilă, determinând acumularea materialelor.

Acumularea sau depunerea materialelor transportate de către ghețari are la bază două mecanisme primare: acumularea prin adăpostire și acumularea prin topire.

Acumularea prin adăpostire se produce în situația în care forța de transport a unui ghețar devine insuficientă pentru a le deplasa înainte. Factorii care controlează viteza materialelor sunt dependenți de forțe care inhibă mișcarea lor, ei făcându-și simțită prezența atât atunci când are loc aderarea tălpii ghețarului la patul de rocă, cât și în timpul exarației sau strierii glaciare (Urdea, 2005). Când materialele se deplasează pe un pat dur și neted aderarea lor la acesta poate să devină un proces dominat, în timp ce în situația unui pat deformabil strierea lui poate deveni dominată (Urdea, 2005).

O funcție importantă în acest tip de acumulare îl are interferența materialelor, situație în care ciocnirea lor, la interfața dintre talpa ghețarului și patul glaciatic, poate determina o reducere semnificativă a vitezei, urmată de acumularea materialelor unele peste altele, formându-se fie un placaj bazal, fie o îngrămădire de materiale (Urdea, 2005). Efectuarea acumulării prin adăpostire este influențată și de prezența proeminențelor pe patul glaciatic (fig. 13. 17).

Acumularea prin topire este mijlocită de căldura provenită din fluxul geotermic și de căldura de frecțiune, context în care, materialele transportate de

ghețari sunt acumulate în situ datorită topirii gheții bazale (Urdea, 2005). După sursa citată, grosimea gheții fiind foarte diferită, rata topirii și a depunerii variază și ea, putând ajunge la 20%, dar depinzând totuși de următoarele variabile: concentrația particulelor, lungimea părții libere a patului glaciatic, conductivitatea termică a gheții, valoarea gradientului termic, căldura latentă de fuziune și cea provenită din fluxul geotermic și fricțiune.

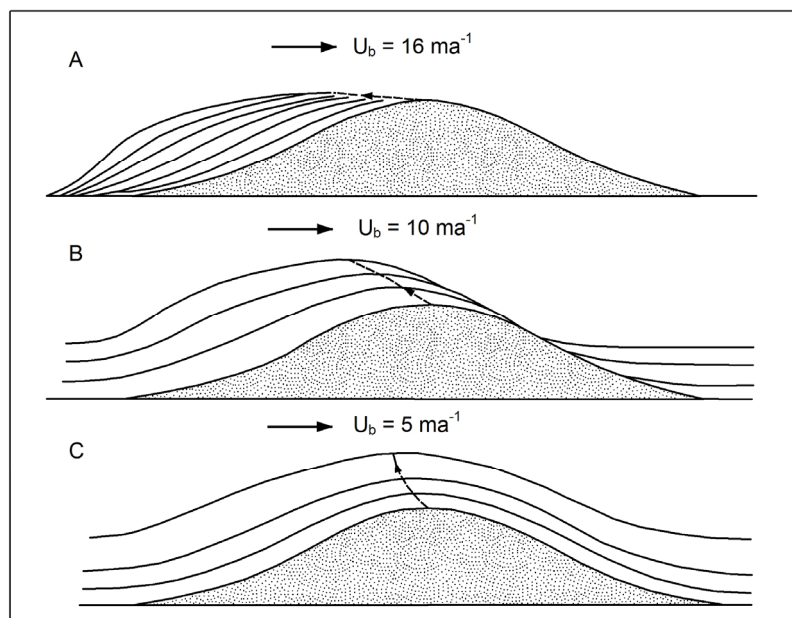


Fig. 13. 17. Acumularea till-ului adăpostit în aria unui mamelon subglaciatic la diverse viteze (Boulton, 1982, citat de Urdea, 2005, p. 283)

Caracteristicile principale ale materialelor acumulate prin topire sunt: alcătuirea din materiale eterogene, de la bolovănișuri la mături, clastele mari fiind dispuse haotic în matrice; structura este masivă, iar elementele componente sunt dispuse relativ paralel cu direcția de curgere a gheții; topografia este similară cu cea a gheții, uneori deformată, partea bazală venind în contact direct cu patul de rocă; depozitele pot fi deformată post depunere, care se manifestă timp îndelungat, chiar și în prezent; sunt depuse sub formă de pânze, variate sub aspectul continuității, care au un contact intern al stratelor extrem de difuz; se întâlnesc și sub formă de petece cu structură fin stratificată etc. (Urdea, 2005).

Cele mai multe materiale, din interiorul masei de gheață, ajung la suprafață îndeosebi prin topirea acestora în sectorul de ablație.

Gheața de la partea superioară a ghețarilor se topește în funcție de gradul de acoperire cu materialele provenite de pe versanți și din pereții circurilor glaciare, care au rolul de a o proteja.

Cantitatea de apă, care rămâne în componența materialelor după topirea gheții, va influența modul în care acestea se vor deplasa în continuare, sub formă de curgere, datorită propriei greutate.

În procesul de acumulare a materialelor transportate de către ghețari, un rol important îl dețin canalele supraglaciare, tunelurile și conductele englaciare și subglaciare, precum și râurile formate în sectorul de ablație (Brodzikowski și van Loon, 1991; Slaymaker și Kelly, 2007). Din acest motiv, o parte însemnată din materialele transportate de ghețari se depun în lacuri, mări și oceane, cu deosebire acolo unde masele de gheață vin în contact cu medii maritime (Antarctica, Groenlanda, Arhipelagul Nord-Canadian, Spitsbergen, Novaya Zemlya etc.).

În urma celor menționate se poate concluziona că, ghețarii prin dimensiunile și dinamica lor, devin agenți geomorfologici originali și eficace (Cioacă, 2006), creând un domeniu de modelare distinct.

13.2. RELIEFUL GLACIAR

Procesele geomorfologice glaciare au generat o gamă diversă de forme de relief, care se împart în două categorii: de eroziune și de acumulare (sedimentare). Prin dispunerea și participarea lor, la alcătuirea morfologiei unor vaste teritorii, ele sunt ușor de remarcat și atrag privirea iubitorilor de peisaje geomorfologice contrastante. Se remarcă în acest sens văile montane drenate de râuri separate de creste și platouri prevăzute cu: circuri, troguri, horn-uri, șei de transfluență etc. Cu toate că formele de relief de acumulare glaciara sunt mai puțin evidente și au fost remaniate de ceilalți agenți geomorfologici (fluvial, litoral, antropic etc.), contribuie în mod evident la întregirea morfologiei glaciare a diverselor teritorii.

13.2.1. Relieful glaciara de eroziune

Formele de relief generate de către eroziunea glaciara sunt „*modificări produse de către masele de gheață asupra patului de rocă, în maniera în care geometria hidraulică a patului devine mai eficientă pentru evacuarea gheții*” (Evans, 1969, citat de Urdea, 2005, p. 195). Se poate explica astfel marea diversitate a formelor de relief, începând de la cele centimetrice (striuri glaciare) până la marile circuri și văi glaciare, de zeci de km lungime și suprafețe de mii km²; dintre acestea unele vizibile mai ales după retragerea și topirea ghețarilor.

Geneza reliefului glaciara de eroziune este influențată de patru categorii de variabile (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005):

- variabile glaciologice: morfologia masei de gheață, grosimea gheții, direcția de curgere, viteza gheții bazale, regimul termic al gheții bazale, caracterul și cantitatea debriselui bazal;

- caracteristicile substratului geologic: litologia, structura, caracterul și dimensiunea faliilor, gradul de meteorizație anterior modelării glaciare;
- variabile topografice: forma și dimensiunile reliefului preexistent, altitudinea, alinierea în raport cu direcția curgerii gheții;
- variabile temporale: durata glaciației și schimbarea în timp agenților și mecanismelor de modelare.

Pentru **clasificarea formelor de relief glaciare de eroziune** se utilizează mai multe criterii dintre care se evidențiază următoarele:

- după modul cum are loc curgerea gheții și acțiunea conjugată a proceselor glaciare și periglaciare: forme asociate curgerii neconstrânse a gheții (spinările de balenă, drumlinurile în rocă, creste ascuțite, roci mutonate, canelurile și bazinele în rocă), forme asociate curgerii constrânse a gheții (troguri glaciare) și forme rezultate în urma acțiunii conjugate a proceselor glaciare și a celor periglaciare (circurile glaciare, custuri, șei de confluență, hornuri strungi) (Rădoane et al., 2001).
- dimensiunea formelor: microforme, mezoforme și macroforme (Rudberg, 1973; Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005).

Procesul dominant	Morfologii asociate	Dimensiuni liniare									
		0,01 m	0,1 m	1 m	10 m	100 m	1 km	10 km	100 km	1000 km	10000 km
Curgerea neconstrânsă a gheții	Pozitive, pe direcția liniilor de curent					Spinările de balenă (Whalebacks)		Pinteni, creste pe direcția liniilor de curent			
						Drumlinuri în rocă (Rock drumlins)					
	Pozitive parțial pe direcția liniilor de curent					Roci mutonate (Roche moutonnees)		Flyggberg-uri (Flyggbergs)			
	Negative, pe direcția liniilor de curent					Striații (Striations)		Scobituri (Grooves)			
Curgerea constrânsă a gheții	Negative parțial pe direcția liniilor de curent					Forme P		Excavații în rocă (Rock basins)			
	Negative pe direcția liniilor de curent							Troguri (Troughs)			Peisaj al eroziunii liniare
Interacțiunea proceselor glaciare cu cele periglaciare	Negative							Circuri (Cirques)			
								Custuri (Aretes)			Peisaj alpin
								Hornuri (Horns)			
	Pozitive							Nunatak-uri			Peisaj de nunatacuri

Fig. 13. 18. Încadrarea dimensională a formelor de eroziune glaciare (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005, p. 195)

În continuare, dintre aceste criterii se va folosi cel care clasifică formele glaciare de eroziune după dimensiune (fig. 13. 18).

13.2.1.1. Microforme de eroziune glaciatică

A. Striurile

Acestea au o morfologie diversă începând de la benzi drepte, de câțiva mm, până la dimensiuni de ordinul metrilor sau chiar mai mari (fig. 13. 19).

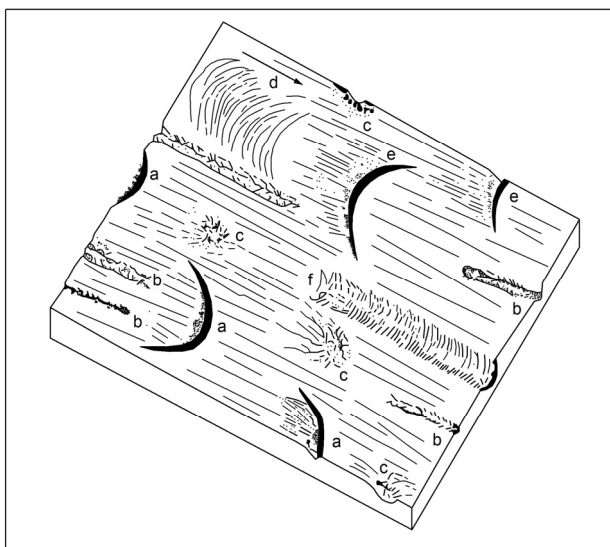


Fig. 13. 19. Microforme glaciatică din Carpații Meridionali: a – scobituri semicirculare; b – striuri glaciatică; c – alveole de lovire; d – fisuri semicirculare; e - fisuri semicirculare scobite; f – caneluri glaciatică (Urdea, 1996, citat de Urdea, 2005, p. 196)

Cele mai dezvoltate striuri poartă denumirea de **caneluri glaciatică**, acestea putând ajunge la dimensiuni de 12 km lungime (Smith, 1948, citat de Embleton și King, 1975). Adâncimea, lungimea și lățimea lor oferă informații despre caracteristicile masei de gheață, aflată în deplasare, și sfărâmurile existente la partea inferioară a acesteia.

Dacă striurile se termină treptat ele sunt denumite **striuri pană** (wedge striations, stries en coin), iar dacă se lătesc și se termină brusc sunt denumite **striuri în cap de cui** (nailhead striations, stries en tete de clous) (Urdea, 2005). După autorul citat, în numeroase cazuri striurile se termină brusc, pentru a se continua apoi cu alte striuri mai înguste, alcătuind **striurile în trepte**.

În categoria striurilor se includ și alte forme de detaliu cum ar fi: **scobiturile semicirculare** și **fisurile semicirculare scobite** (identice ca aspect, dar cu orientare inversă, sunt mărginite de două fisuri care au permis detașarea unor fragmente de rocă, una aproximativ verticală, iar cealaltă oblică față de suprafața rocii), **fracturile concoidale** (scobituri glaciatică mărginite de două planuri de fracturare de formă

concavă) și **urmele de lovire** (sunt fie ciupituri ale rocii, fie alveole de dimensiuni centimetrice, ușor asimetrice alungite spre aval) (Urdea, 2005).

Considerate împreună, aceste microforme exprimă modul de realizare a eroziunii glaciare, oferind în același timp informații despre dinamica gheții la nivelul patului glaciatic.

B. „Cozile de șobolan”

Au fost sugestiv denumite, pornind de la element anatomic din lumea animală, deoarece microformele respective au aspect de creastă reziduală alungită, care se dezvoltă în aval de noduli sau proeminențe de rocă mai rezistentă (Urdea, 2005). În continuare, autorul citat notează că, în timp ce spațiile învecinate sunt erodate și șlefuite prin abraziune, primind un aspect ușor concav, arealele aflate la adăpostul proeminențelor se păstrează ca microforme pozitive, dovedind existența unei abraziuni diferențiate în jurul obstacolelor.

C. Formele P

Pentru ele se folosește și denumirea de forme modelate plastic (plastically moulded forms), iar în categoria lor sunt incluse microforme depresionare netede, șlefuite, sculptate în patul de rocă; termenul a fost introdus de către Dahl (1965), el apreciind că aceste forme sunt în majoritatea situațiilor generate prin abraziune de către gheața deformabilă plastic, prezentă sub forma unui amestec de tip pastă gheață-apă.

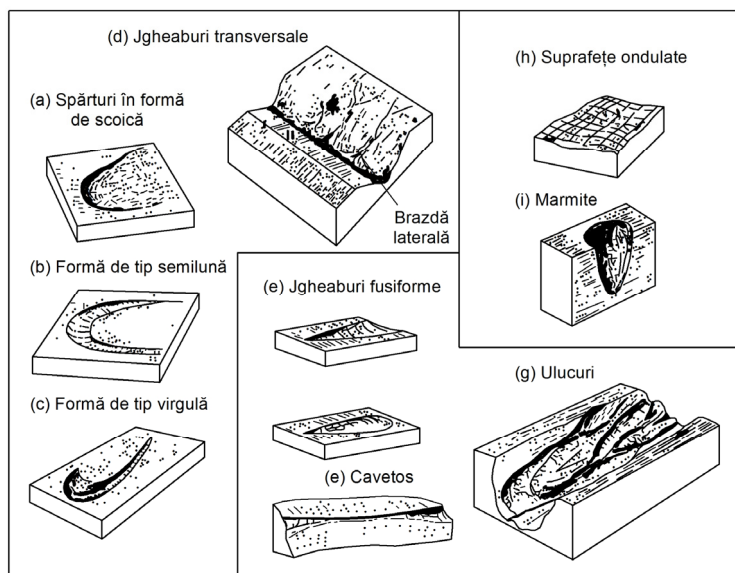


Fig. 13. 20. Tipuri de forme P: (Kor, 1991, p. 627)

Cu toate că lungimea lor abia depășește câțiva metri, suprafețele ocupate de către acestea pot fi extinse (fig. 13. 20).

Pornind de la diferențele existente între ele au fost deosebite trei tipuri de forme P (Kor et al., 1991; Urdea, 2005):

- formele P transversale sunt aliniate în unghi drept față de direcția de curgere a gheții; în categoria lor se includ: excavații în formă de virgulă, spărturi în formă de scoică și jgheaburi sau canale transversale;

- formele P longitudinale sunt dispuse paralel cu sensul de curgere a gheții și includ: cavități și canale longitudinale, jgheaburi fusiforme, ulucuri, ace de păr etc.;

- forme P nondirecționale constituie suprafețe ondulate și găuri de tipul cupelor și marmitelor.

13.2.1.2. Forme intermediare de eroziune glaciară

Acestea, prin dimensiune și trăsături genetice, evidențiază fidel interacțiunea dintre Geologie, Topografie și curgerea gheții și a apelor de topire (Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005). După autorii citați, în această categorie se includ rocile mutonate, spatele de balenă, rocdrumlinurile, formele de tip „crag and tails” și canalele glaciare (fig. 13. 21).

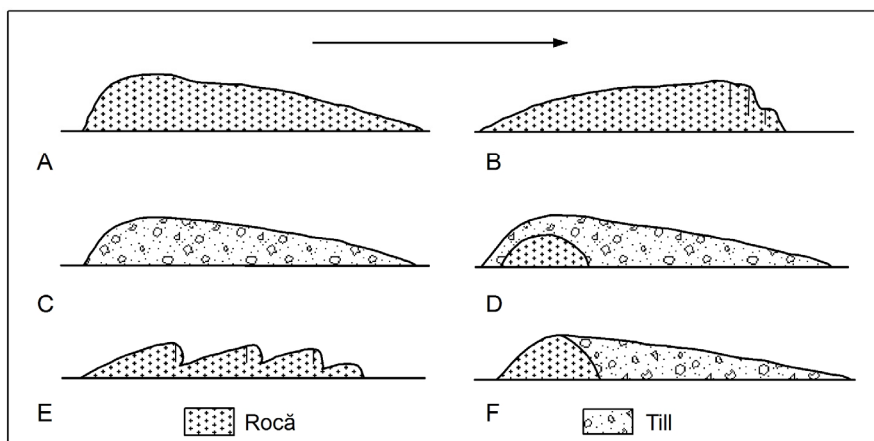


Fig. 13. 21. Forme glaciare profilate; A. rocdrumlin; B. stâncă asimetrică; C. drumlin; D. drumlin stâncos; E. roci mutonate; F. „țanc și coadă” (fluted debris shadow) (Dionne, 1984, p. 70)

A. Rocile mutonate

Reprezintă proeminențe ale patului glaciar, de formă asimetrică, care au partea expusă mai prelungă și șlefuită, de către ghețar, în timp ce partea din aval este liberă și mai abruptă, purtând amprenta detracției glaciare (Urdea, 2005). Rocile mutonate au lungimi de la câțiva metri până la sute de metri și înălțimi care pot ajunge la câțiva zeci de metri.

Asimetria rocilor mutonate este consecința acțiunii diferențiate a masei de gheață asupra patului glaciatic, care nici el nu este uniform, din cauza proceselor de eroziune, cum este de exemplu detracția.

Pentru aceste forme se folosește și denumirea de roches moutonnees, din cauza asemănării lor cu buclele unor peruci fixate cu seu de oaie (fr. mouton), specifice perioadei de la 1786, când naturalistul elvețian Horace-Benedict de Saussure (1796-1808) a introdus acest termen (Urdea, 2005). Denumirile corespondente din literatura românească sunt cele de berbecii glaciari (Niculescu, 1957) și spinări de berbeci (Băcăuanu et al., 1974). Astfel de forme dau nota de specificitate în Circul Berbecilor, situat la vest de Vârful Peleaga (2.509 m), din Munții Retezat.

B. Spatele de balenă și rocdrumlinurile

După cum reiese din denumirea lor, **spatele de balenă** (whalebacks) sunt asemănătoare cu spinarea arcuită al unei balene, care apare la suprafața oceanului (Urdea, 2005). Acestea sunt simetrice și pot ajunge și la dimensiuni de 1 km. Lipsa unei părți abrupte, așa cum este în cazul rocilor mutonate, este asociată cu presiunea glaciostatică foarte mare, fapt care nu permite apariția cavităților, dar favorizează în schimb o abraziune glaciatică relativ uniformă (Evans, 1996, citat de Urdea, 2005). Conform autorilor citați, spatele de balenă sugerează că masa de gheață care l-a modelat a avut câteva sute de metri grosime, optimul fiind între 1.000 și 2.000 m.

Rocdrumlinurile (rockdrumlins) sunt stânci sau coline stâncoase alungite, de formă asimetrică, ce au partea expusă mai abruptă, iar cea liberă prelungă și ușor conică, de unde și asemănarea lor cu drumlinurile (Urdea, 2005).

Chiar dacă morfologic se aseamnă și cu rocile mutonate, la rocdrumlinuri partea liberă este rezultatul abraziunii, în timp ce partea expusă poartă atât amprenta abraziunii cât și a deterției. Acest mod de lucru a mecanismelor de eroziune este posibil în următoarele condiții: stresul normal asupra părții expuse a proeminenței patului este prea redus pentru a inhiba abraziunea, dar prea ridicat pentru a susține formarea cavităților; forma cavității nu permite fluctuații semnificative ale presiunii pentru a facilita glaciostocarea (Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005).

C. Formele de tip „crag and tails” și canalele glaciare

Formele de tip „**crag and tails**” (țanc și coadă) constituie proeminențe alungite, cu aspect de coline, de formă aerodinamică, alcătuite dintr-un pisc rezistent al patului de rocă, de la care se desfașoară o coadă cu aspect conic, alcătuită din roci mai puțin rezistente (Urdea, 2005). Formarea lor este posibilă prin deplasarea gheții în jurul unui obstacol din roci dure, în umbra căruia coada este ferită de eroziune (fig. 13. 21).

Canalele glaciare sunt generate de către apele de topire glaciară și dau nota de specificitate teritoriilor modelate de ghețarii de calotă; în categoria lor se includ următoarele tipuri (Urdea, 2005):

- *canalele Nye* reprezintă forme orizontale tăiate de către apele de topire în roca în loc sau în sedimentele consolidate pe patul glaciar; în majoritatea cazurilor au lungimi de ordinul sutelor de metri și lățimi de zeci de metri;

- *văile tunel* constituie albiile de mari dimensiuni (100 km lungime și 4 km lățime) sculptate în roca în loc sau în sedimente; ele au funcționat ca tuneluri la partea inferioară a calotelor glaciare; au un profil longitudinal în general concav, ondulat și cu sectoare de subsăpare și praguri; de obicei sunt umplute cu sedimente;

- *canalele marginale* sunt adâncite atât în roca în loc cât și în sedimente, indicând marginea foștilor ghețari; din cauza permafrostului ele sunt puțin adâncite în substrat și evoluează îndeosebi pe seama gheții de ghețar, motiv pentru care se dezvoltă submarginal, preluând trasee din sezoanele calde estivale.

13.2.1.3. Macroforme de eroziune glaciară

Prin dimensiunile lor aceste forme de relief (circuri, văi glaciare, fiorduri, depresiuni de subsăpare glaciară etc.) sunt în măsură să indice adevărata imagine a potențialul ghețarilor de a modela scoarța terestră.

Macroformele eroziunii glaciare furnizează cea mai izbitoare mărturie a imensului potențial de eroziune a ghețarilor (Benn și Evans, 2010). Principalele forme de relief din această categorie sunt: circurile glaciare, văile glaciare (fig. 13. 22), fiordurile, depresiunile de subsăpare glaciară, fjeld-urile, nunatak-urile etc.

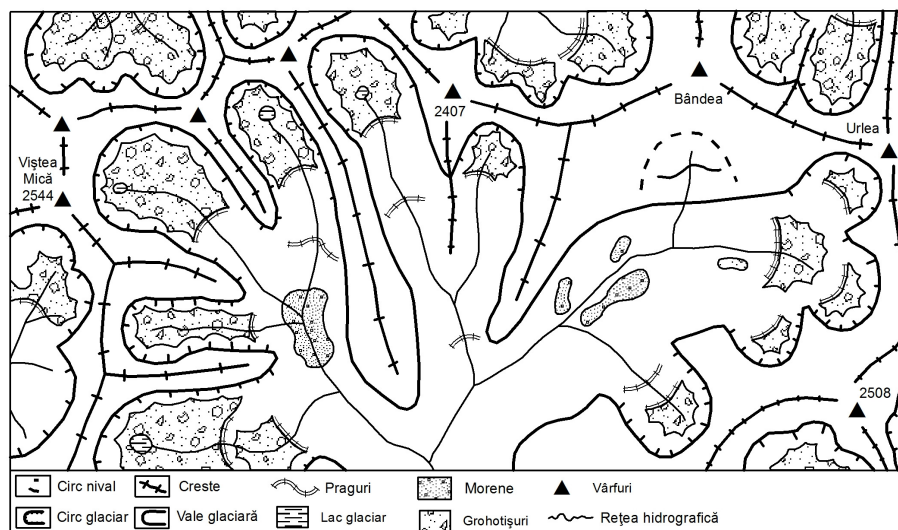


Fig. 13. 22. Relief glaciar din Munții Făgăraș (Nedelcu, 1965, planșă simplificată)

A. Circurile glaciare

Cu toate că aceste forme de relief indică o geneză strict glaciară, la formarea și configurația de detaliu participă și alte procese geomorfologice, dintre care se remarcă cele periglaciare și de meteorizație. Alături de văile glaciare, circurile sunt cele mai spectaculoase forme de relief de eroziune glaciară (Gutierrez, 2005).

Circul glaciare este „o excavațiune, deschisă spre aval dar înconjurată de creste și pereți abrupti, peretele din spate fiind arcuit în plan, în jurul unei podele mai mult sau mai puțin înclinată. Este glaciare dacă podeaua a fost afectată de eroziunea glaciară...” (Evans și Cox, 1974, p. 151). În aceeași ordine de idei, circul glaciare este o depresiune cu versanți abrupti, dispuși în amfiteatru, care a fost sau mai este ocupată de un ghețar.

În limba română se utilizează și termenii de căldare glaciare sau zănoagă, atunci când este vorba despre aceste forme de relief.

Circurile glaciare se pot dezvolta atât prin instalarea ghețarilor (o dată ce climatul devine mai rece) în forme preexistente, cum sunt, de exemplu, bazinele de obârșie a unor torenți sau văi (fig. 13. 23), cât și în urma nivației, care poate genera forme depresionare, care ulterior să fie ocupate de ghețari.

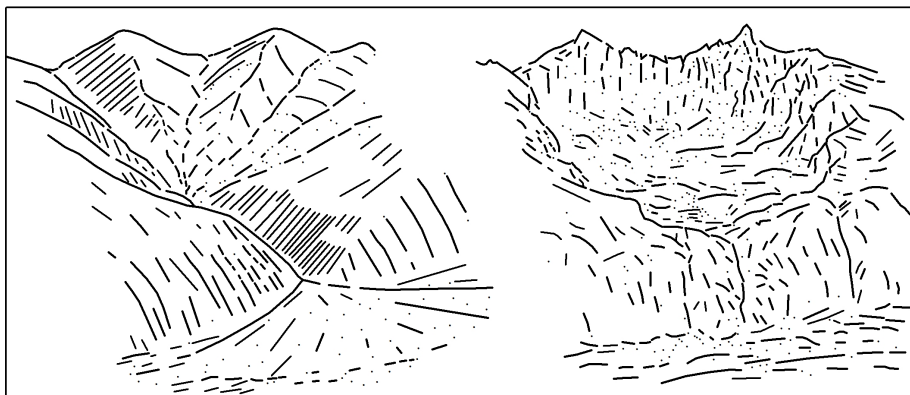


Fig. 13. 23. Transformarea unui bazin torențial într-un circ glaciare (Martonne, 1926, citat de Urdea, 2005, p. 227)

Pornind de la astfel de scenarii, geneza circurilor glaciare trebuie apreciată ca un proces secvențial (Urdea, 2002), în care secvențelor evolutive le corespund secvențe morfologice (fig. 13. 24), într-o succesiune logică de forma:

nișă de nivație → circ de nivație → circ glacio-nival → circ glaciare

O dată cu dezvoltarea masei de gheață ea acționează mai eficient și conduce la adâncirea podelei circului, accentuând în același timp contrapanta patului glaciar și formarea depresiunii de subsăpare (Urdea, 2005). Forma concavă inițială a circului favorizează alunecarea rotațională a masei de gheață, astfel încât ea ajunge să aibă rol principal în procesul de eroziune (Rădoane et al., 2001).

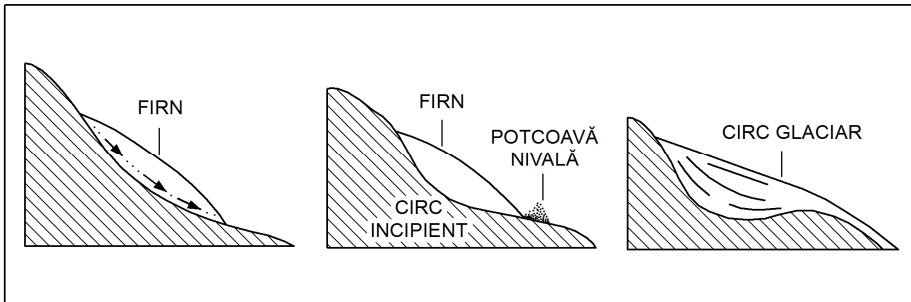


Fig. 13. 24. Principalele stadii în dezvoltarea circurilor glaciare: A – nivația pe sub stratul de firn; B – apariția nișei de nivație; C – stadiul de circ glaciar (Ritter, 1986, citat de Rădoane et al., 2001, p. 186)

Elementele morfologice ale unui circ glaciar sunt: pereții laterali și peretele din spate (de formă arcuită și adeseori verticali; pot fi simpli sau în trepte), podeaua (de formă concavă datorită prezenței depresiunilor de subsăpare) și pragul glaciar – sculptat în roca în loc (el s-a format în urma procesului de subsăpare din cadrul circului, și are rolul de a închide circul în aval). După topirea ghețarului din circ, în bazinul acestuia se pot forma lacuri glaciare, care se mențin în spatele pragului glaciar.

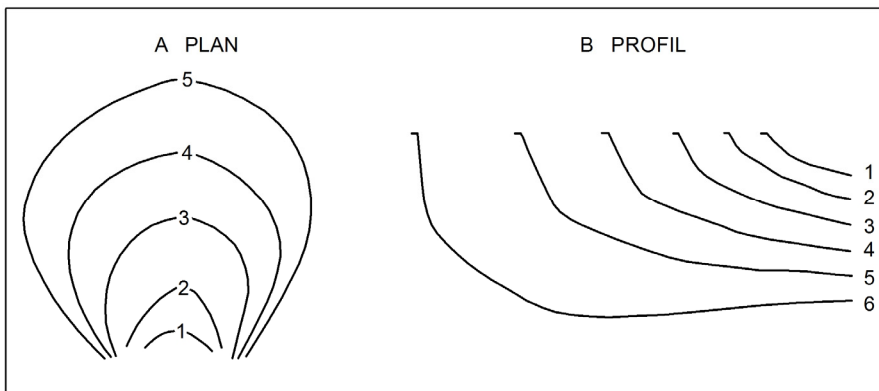


Fig. 13. 25. Un model al evoluției unui circ glaciar (Gordon, 1977, p. 192)

Geneza circurilor glaciare având loc în condiții foarte diverse determină ca dimensiunea lor să varieze foarte mult, și anume de la sub 100 m lățime și sub 50 m adâncime, la 16 km lățime și peste 3.000 adâncime, valori caracteristice circului Walcott din Munții Lister din Antarctica (Taylor, 1926, citat de Urdea, 2005).

Pornind de la considerentul că un circ glaciatic se dezvoltă dintr-o excavație prin retragerea progresivă a peretelui din spatele său și prin adâncirea în detrimentul podelei (fig. 13. 25), atunci o dată cu creșterea dimensiunii lui, se mărește și valoarea închiderii în plan a lui (Gordon, 1977).

Clasificarea circurilor glaciare se poate realiza pe baza următoarelor criterii: cel al formei în plan, al raporturilor spațiale pe verticală între circuri, localizarea în raport cu văile majore, criteriul calitativ etc.

În funcție de **criteriul formei în plan** (Niculescu, 1965; Urdea, 2005) pot fi deosebite următoarele tipuri de circuri:

- *circul simplu* se remarcă printr-un contur semicircular, fiind separat de valea glaciatică printr-o îngustare mai mult sau mai puțin evidentă, dar având trăsături distincte; de exemplu Circul Gârdomanu din Munții Godeanu (fig. 13. 26);

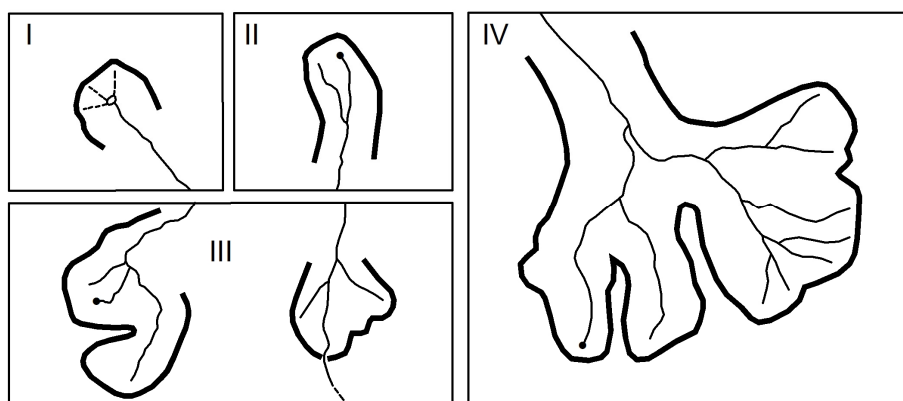


Fig. 13. 26. Tipuri de circuri glaciare în Munții Godeanu: I – circ simplu (Căldarea Gârdomanul); II – circ alungit (Vlăsia Mare); III – circ complex (Căldarea Scurtele și Zănoaga Mică); IV – complex de circuri (complexul glaciatic Cârnea) (Niculescu, 1965, p. 202)

- *circul cu deschidere unghiulară* a fost propus de Urdea (2000) și se caracterizează prin prezența în spate a unui perete ușor rotunjit, din care se desprind pereți laterali ce se depărtează în direcții opuse, așa cum se întâmplă în cazul circului Obârșia Nucșoarei sau Beagu, când un perete se îndreaptă spre nord-est (cel de sub cresta Vârful Mare-Nedeuța), iar celălalt spre nord-vest (cel de sub Cresta Galeșului);

- *circul alungit* cu toate că are peretele din spate semicircular este larg deschis spre valea glaciatică ce-l continuă, de unde și denumirea de circ-vale sau capăt de vale glaciatică alpină (Gordon, 1977); spre exemplificare pot fi date circurile Radeșu, Pustnicu și Vlasiel din Munții Retezat, Mija din Munții Parâng, Ucișoara și Arpășelu din Munții Făgăraș;

- *circul complex* sau compus se dezvoltă prin unirea mai multor lobi, fapt care determină ca pereții circului să aibă un traseu festonat, lobi vecini fiind separați prin

creste de dimensiuni reduse; ca exemple sunt circurile Ștevia, Șesele, Buta, Pietrele, Valea Rea, Galeșu, Peleaga, Gruniu din Munții Retezat;

- *circ în circ* (în sensul propus de Derbyshire, 1968, citat de Urdea, 2005) se întâlnește când pe pereții unui circ principal se dezvoltă circuri secundare, care evoluează în detrimentul lui, așa cum este în cazul cercului Zănoaga din Munții Retezat;

- *complexele de circuri* sau complexe glaciare sunt rezultatul asocierii mai multor circuri glaciare bine individualizate, simple, alungite sau complexe, separate de creste sau vârfuri ascuțite, toate situate la partea superioară a unor văi glaciare majore; se remarcă în acest sens complexe Zănoaga-Judele, Râu-Bărbat și Bucura din Munții Retezat, Capra, Izvoru Mircii și Valea Rea din Munții Făgăraș, Gâlcescu din Munții Parâng etc.

După *raporturile spațiale existente pe verticală între circuri* se deosebesc (Benn și Evans, 2010):

- *circuri în trepte* - când două sau mai multe circuri sunt situate unul deasupra celuilalt;

- *circuri suspendate în raport cu fundul unei văi* - cum este, de exemplu, în cazul circurilor situate sub creasta Arpașu-Mic-Buda-Râiosu-Mușteica, care domină Valea Capra din Munții Făgăraș;

În conformitate cu *localizarea circurilor în raport cu văile majore* există (Trenhaile, 1976):

- *circuri cap-de-vale* - cu subtipurile circuri simple și circuri în tandem (în trepte);

- *complex cap-de-vale* - cu subtipurile simple și în tandem;

- *circuri de versant* sau laterale de vale - cu subtipurile simple, complexe și în tandem;

- *circuri izolate* - cu subtipurile circuri simple izolate, complexe de circuri izolate și circuri tandem izolate; la acestea se adaugă și circurile de nivație.

Pe baza *criteriului calitativ* pot fi individualizate (Trenhaile, 1976):

- *circul matur* - are o formă arcuită în plan, un prag abrupt spre aval, cu podeaua ușor înclinată și cu contrapantă spre pragul glaciatic;

- *circul imatur* - reprezintă o excavație cu margini mai puțin abrupte, cărora le lipsește adâncimea circurilor glaciare; pentru ele se folosește și denumirea de excavații de nivație, când mai corect ar fi termenul de circuri glacio-nivale (Urdea, 2005).

Circurile glacio-nivale reprezintă astfel o categorie aparte de forme de relief, ele fiind generate de către lentilele de gheață sau acumulările de firn care se produc în același loc mai mulți ani la rând. Ele au formă semicirculară, se aseamănă cu circurile glaciare incipiente sau simple și în general sunt localizate la limita inferioară a zăpezilor permanente, unde nu erau condiții pentru formarea ghețarilor propriu-ziși.

Formarea și evoluția circurilor determină ca terenurile dintre ele să fie modelate într-o manieră specifică rezultând **custuri**. Acestea sunt interfluvii cu aspect de creste, care separă circurile glaciare. Ele se formează prin dezvoltarea circurilor în detrimentul culmilor care le separă.

Porțiunile mai coborâte altitudinal, din cadrul costurilor, sunt numite **șei de transfluență** și au fost sculptate de gheața care se scurgea dintr-un circ în altul (fig. 13. 8 a). Există situații în care costurile ajung să fie consumate, rămânând din ele doar vârfuri piramidale sau conice cunoscute sub denumirea de **hornuri** (de exemplu, Vârful Matterhorn din Munții Alpi). La geneza morfologiei de detaliu a costurilor participă și procesele periglaciare, și cele de meteorizație.

B. Văile glaciare și fiordurile

Văile glaciare sunt cele mai renumite forme de relief generate de către eroziunea glaciară, exercitată de un flux liniar de gheață, canalizat de obicei pe traseul fostelor văi fluviale (Urdea, 2005). După sursa citată, forma tipică de uluc sau de jgheab se explică prin faptul că forma semicirculară este cea mai eficientă pentru evacuarea gheții, oferind la volumul de gheață evacuat rezistența fricțională minimă. Analizate în profil transversal văile glaciare au forma literei U, motiv pentru care ele se mai numesc și troguri.

Comparativ cu văile fluviale, profilul longitudinal al celor glaciare este marcat de existența discontinuităților datorate pragurilor glaciare, treptelor și depresiunilor de subsăpare glaciară; toate acestea reprezintă modul în care relieful preglaciar, roca și structura răspund la modelarea glaciară (Urdea, 2005). Neregularitățile patului glaciare sunt rezultatul interacțiunii mai multor variabile, dintre care se disting: variația spațială a litologiei și structurii; schimbarea modului de descărcare a maselor de gheață în situația existenței unor confluente (Glasser, 1995); aspectul văilor preglaciare (Niculescu, 1965).

În situația în care generațiile de văi glaciare se dezvoltă unele în detrimentul altora, în cadrul văilor inițiale se păstrează umeri glaciari. În același timp, eroziunea ghețarilor fiind mai intensă în văile principale, decât în văile afluate lor, se ajunge la formarea văilor glaciare suspendate.

Raportat la dimensiune, văile glaciare se deosebesc în funcție de mărimea ghețarilor, care le tranzitează, și de condițiile climatice existente în zona de ablație glaciară. Lungimea lor este direct proporțională cu lungimea ghețarilor care le-au modelat, putând ajunge în cazul ghețarilor de evacuare la sute de kilometri. Aceste văi ajung să aibă lățimi de peste 40 – 50 km și adâncimi de 2.000 – 3.000 m, după cum este în cazul celor formate de ghețarii din Antarctica. În munții din zona temperată văile glaciare au lungimi doar de ordinul zecilor de kilometri, lățimi de câțiva kilometri și adâncimi de câteva sute de metri. De exemplu, Ghețarul Mer de Glace din Munții Alpi are lungimea de 12,3 km, suprafața de 33,1 km² (Grecu, 2007), lățimea de 5 km, adâncimea de 1.500 m; Ghețarul Aletsch, cel mai mare din Munții Alpi, are lungimea de 24,7 km, suprafața de 86,8,1 km² (Grecu, 2007), lățimea de 6 km, adâncimea de 1.700 m.

Una dintre cele mai utilizate clasificări ale văilor glaciare este cea care are la bază trăsăturile lor în profil longitudinal; au fost deosebite în acest sens următoarele tipuri de văi glaciare (Linton, 1963, citat de Urdea, 2005):

- **trogurile alpine** reprezintă văi glaciare generate de către ghețarii de vale alpini, care își au originea într-unul sau mai multe circuri aflate la altitudine, ghețarul ocupând o vale preglaciарă sculptată de către un râu; majoritatea văilor glaciare din Munții Carpați fac parte din această categorie;

- **trogurile islandice** sunt văi glaciare care au capătul superior abrupt, asociat cu o depresiune de subsăpare aflată în vecinătate; ele au o pantă mai redusă decât cele alpine, întrucât sunt modelate de către ghețari de evacuare proveniți din calote glaciare; astfel de văi s-au format în Islanda și în Scoția;

- **trogurile compozite** sau **văile-trog** constituie văi glaciare deschise la ambele capete, deoarece râurile de gheață au depășit vechile cumpene existente și au determinat formarea transfluențelor și difluențelor glaciare;

- **trogurile inverse**, denumite și troguri intrusive, sunt văi glaciare dezvoltate contrar direcției generale a drenajului preglaciар, gheața conducând la o împingere a capătului văii spre amonte; văi de acest tip s-au format în teritorii colinare joase, unde masele locale de gheață nu au fost suficient de puternice, comparativ cu masele de gheață mult mai puternice care proveneau din centre glaciare mai ample; ca exemple sunt Finger Lakes din partea centrală a Statului New York (SUA) și văile glaciare din partea joasă a Scoției (Urdea, 2005).

La tipurile menționate se poate adăuga cel al văilor glaciare complexe sau majore, ce se continuă în amonte cu mai multe văi glaciare simple, de tipul **trogurilor suspendate**; acestea din urmă se remarcă prin faptul că partea lor bazală se găsește la o altitudine superioară văii glaciare principale.

Fiordurile reprezintă o categorie distinctă de văi glaciare, care se evidențiază prin versanți abrupti și înalți, la care se adaugă faptul că sunt inundate de apa mării cu care comunică. Cele mai multe fiorduri există în: Norvegia, Scoția, Svalbard, Islanda, Groenlanda, Labrador, Alaska, Columbia Britanică, Arhipelagul Arctic Canadian, Chile și Noua Zeelandă.

Cele mai lungi și mai adânci fiorduri sunt următoarele: Geely Fiord din Arhipelagul Arctic Canadian (400 km lungime), Nordvestfiord din Groenlanda (300 km lungime), Sognefiorden din Norvegia (220 km lungime și o adâncime de 1.308 m), Messier din Chile cu 1.228 m adâncime, Chathan din Alaska cu 878 m adâncime și Finlayson din Columbia Britanică cu 780 m adâncime maximă (Urdea, 2005).

C. Depresiunile de subsăpare glaciарă

Ele sunt forme sculptate în roca în loc, caracterizate de dimensiuni foarte diferite, începând de la cele situate între berbecii glaciari, până la cele cu suprafețe

de zeci de mii km² și adâncimi de peste 100 m, cum sunt cele ocupate de Marile Lacuri din America de Nord (suprafață totală de 247.400 km² și 397 m adâncime maximă) sau lacul Geneva din Europa (Urdea, 2005).

Geneza, forma și dimensiunile acestora sunt influențate de o serie de variabile glaciologice (regim termic, regim de stres, dinamica maselor de gheață) și geologice (structura și litologia) (Urdea, 2005). Procesele și mecanismele care reglează geneza depresiunilor de subsăpare glaciară sunt: desfundarea glaciară, abraziunea și eroziunea datorată apelor de topire (Hooke, 1991).

După topirea ghețarilor care le-au sculptat depresiunile de subsăpare glaciară, ajung să fie ocupate de lacuri, care se formează în amonte de praguri glaciare sau morene.

D. Fjeld-urile

Acestea au aspectul unor câmpii înalte sau podișuri, modelate pe un substrat rezistent; practic este vorba de un asamblaj de forme, dintre care cele mai multe sunt de natură erozivă (Mac, 1976). Spre exemplificare pot fi menționate: platoul canadian, câmpiile din Scandinavia, pe întinsul cărora suprafețele striate, șanțuite de caneluri, șlefuite, bazinele litologice, rocile moutonnees etc., sunt toate rezultatul deplasării ghețarilor.

E. Nunatak-urile

Reprezintă martori erozivo-structurali, detașați din suprafața fjeld-urilor, pe fondul rezistenței diferențiate la eroziune a substratului geologic. Din cauza poziției la partea superioară a ghețarilor, ele sunt modelate îndeosebi și prin intermediul proceselor periglaciare.

13.2.2. Relieful glaciare de acumulare

Fragmentele de rocă erodate și transportate de ghețari sunt ulterior acumulate sau sedimentate, conducând la geneza unor forme de relief denumite **morene**; cel mai bine acestea se pot identifica după topirea ghețarilor. Denumirea lor provine de la cuvântul savoiard *murena*, prin care se desemnează grămezi de pietre adunate de pe suprafețele agricole și dispuse sub formă de ziduri; originea acestui ultim cuvânt este din limba latină unde *murus* înseamnă zid; în studiile despre relief el a intrat din limba franceză, unde apare sub forma de moraine, de unde a fost preluat de către Sausurre (1787) și ulterior de către Agassiz (1838) într-un articol despre ghețari; cel care l-a definit riguros și l-a introdus în știință, unde apoi s-a utilizat fără rezerve a fost von Charpentier (1841, citat de Urdea, 2005).

Pentru clasificarea formelor de relief, rezultate în urma proceselor de acumulare, se utilizează diverse criterii, începând de la cele care au la bază raportul cu direcția de mișcare a gheții, deosebindu-se în acest sens morene paralele, morene transversale și morene fără o orientare anume, și până la cele care utilizează criteriul mediului în care are loc sedimentarea (Benn și Evans, 2010).

Pornind de la acest ultim criteriu, în continuare se vor detalia următoarele categorii: asociații și forme de acumulare subglaciare; morene marginale; asociații și forme de acumulare supraglaciare; asociații și forme de acumulare proglaciare; asociații și forme de acumulare glaciolacustre și glaciomarine.

13.2.2.1. Asociații și forme de acumulare subglaciare

În mediul subglaciare acumularea conduce la geneza unor forme depoziționale și/sau sculpturale ale patului glaciare, care sunt indicatori ai proceselor specifice din acest mediu (Menzies și Shilts, 2002).

În rândul formelor de acumulare subglaciare se cuprind atât elemente longitudinale, cum sunt drumlin-urile, morenele canelate, morenele drumlinizate, crestele de tip crag and tail și eskers-urile, cât și forme transversale, de tipul morenelor Rogen; acestora li se pot adăuga și forme subglaciare asociate gheții stagnante (Urdea, 2005).

A. Drumlin-urile

Ele au aspectul unor coline alungite, orientate conform direcției de deplasare a ghețarului, prezintă contur oval, au suprafață netedă și sunt constituite din depozite glaciare, care pot avea un miez de rocă în loc (Urdea, 2005). Morfologia lor atestă că s-au format sub masa de gheață, aflată în mișcare, prin intermediul unei acțiuni de zidire, ceea ce a determinat ca în componența lor să fie prezente mai multe strate de argilă, dispuse peste un material mai grosier (Strahler, 1973b). Drumlin-urile s-au format astfel prin acumularea morenei de fund în spatele unor proeminențe mai rezistente ale reliefului subglaciare sau din material acumulat la baza crevaselor (Josan et al., 1996). Raportat la direcția de deplasare a ghețarului, drumlin-urile sunt mai masive în amonte decât în aval (Grecu, 1997).

Referitor la dimensiune se remarcă prin înălțimi de 5 - 200 m, lungimi între 100 și peste 1000 m și lățimi de 10 - 100 m. Acestea pot să apară izolat sau formând adevărate câmpuri de drumlin-uri, cu mii de forme (fig. 13. 27). De exemplu, câmpul de drumlin-uri, din nord-vestul statului New York, cu o suprafață de 7.200 km², numără 10.000 de drumlin-uri, cel din partea central estică a statului Wisconsin 7.000, iar cel din regiunea Pieksamachi din Finlanda deține peste 11.000 drumlin-uri desfășurate pe 16.800 km² (Urdea, 2005).

Aranjarea drumlin-urilor în benzi sugerează existența unei zonări a patului glaciatic, caracterizate printr-un stres de forfecare bazală redus și o presiune a apei din pori ridicată (Urdea, 2005).

Faptul că drumlin-urile fac parte din categoria formelor longitudinale ale patului glaciatic este susținut și de valoarea indicelui de alungire (E); el este definit ca raportul dintre lungimea maximă (L) și lățimea maximă a formei de relief (l):

$$E = \frac{L}{l}$$

Pentru ca o morenă să poată fi inclusă în categoria drumlin-urilor indicele de alungire trebuie să fie de în jur de 7:1 (Rose, 1987, citat de Benn și Evans, 2010).

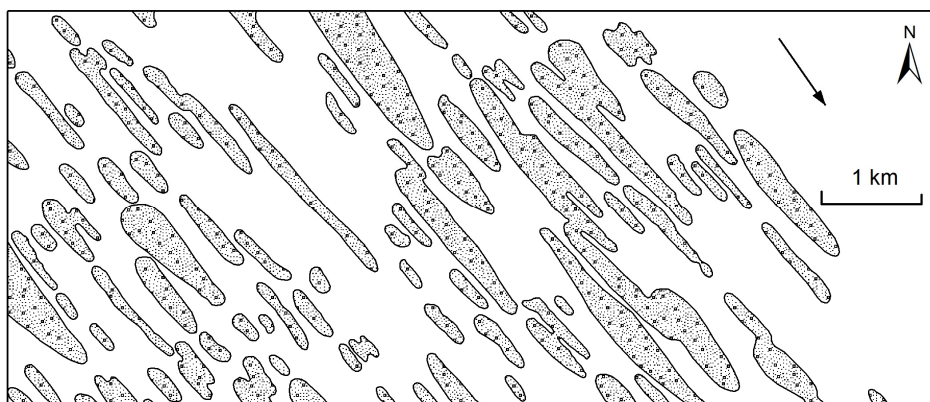


Fig. 13. 27. Câmp de drumlin-uri în sud-estul Finlandei (simplificat după Gluckert, 1973, citat Urdea, 2005, p. 310)

Alături de forma alungită, care le-a consacrat, drumlin-urile pot avea și alte configurații, cum sunt de pildă drumlin-urile înguste și foarte alungite, în formă de fus, cele parabolice cu aspect asimetric sau cele cu aspect de barcane sau de Y (Clark și Meehan, 2001)

Pentru geneza unui câmp de drumlin-uri este necesară întrunirea a două condiții principale: temperatura gheții bazale trebuie să fie ușor sub punctul de topire, iar pânza de gheață trebuie să fie supusă unui stress lateral, care să determine o cutare longitudinală, pe fondul unei repartiții inegale a presiunii la nivelul patului glaciatic (Seret, 1979, citat de Urdea, 2005).

Structura drumlin-urilor este foarte diversă, începând de la cele în care miezul de rocă este înconjurat de till, până la cele alcătuite doar din materiale neconsolidate.

B. Morenele canelate

Sunt acumulări pe suprafața cărora sunt prezente forme de relief de mică amplitudine, de tipul unor creste cu lungime de 10-500 m, lățime de 1-3 m și înălțimi mai mici de 2 m; morenele canelate se formează de obicei în aval de blocuri adăpostite (Urdea, 2005) (fig. 13. 28).

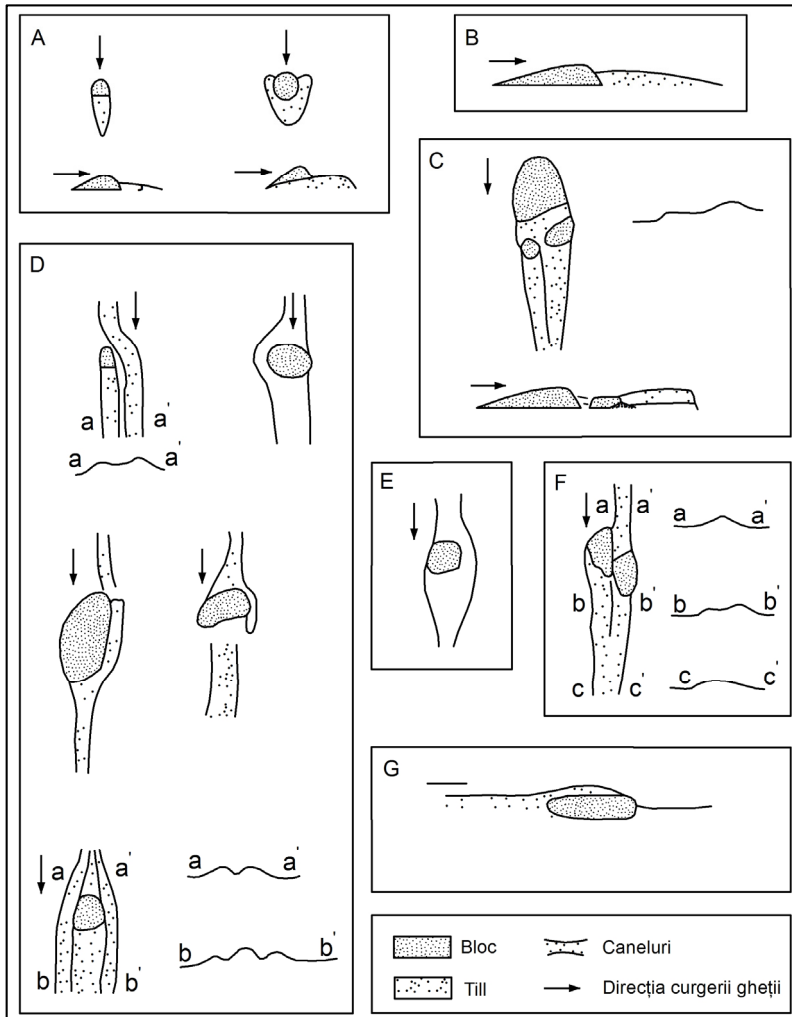


Fig. 13. 28. Tipuri de caneluri și relația lor cu materialele de pe patul glaciar (Gordon et al., 1992, citat de Urdea, 2005, p. 316)

Astfel de creste se dezvoltă frecvent în aval de blocuri adăpostite sau îngrămădiri de bolovănișuri, curbându-se ușor după acestea; dacă sunt alcătuite preponderent din debris grosier se numesc caneluri scheletice (Urdea, 2005).

C. Morenele drumlinizate

Sunt asemănătoare cu precedentele, de care se deosebesc prin faptul că ansamblul de creste și coame se află la un nivel mai ridicat, ca mărturie a genezei erozionale și sculpturale a acestei morene de fund (Urdea, 2005).

D. Crestele de tip crag and tail

Pentru ele se folosește și denumirea de obstacol cu trenă sau cozi de cometă (Rădoane et al., 2001). Acestea sunt forme de acumulare glaciară formate în cavitațile dezvoltate între talpa ghețarului și patul glaciari, în aval de neregularitățile de formă mamelonară de pe acesta (fig. 13. 29).

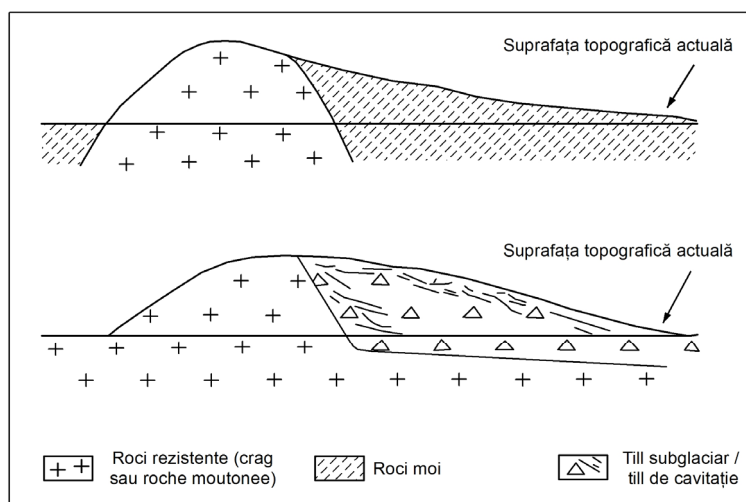


Fig. 13. 29. Creste de tip crag and tail (Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005, p. 317)

În compoziția lor intră materiale acumulate prin adăpostire, la care se adaugă fragmente striate, dispuse cu axa lungă spre aval, direcție spre care se și înclină (Urdea, 2005).

E. Eskers-urile

Acestea reprezintă creste drepte sau sinuoase, de forma unui dig sau rambleu, alcătuite din nisip și pietriș glacio-fluvial cu înălțimi de până la 100 m, lungimi de până la 100 km, cu o lățime a bazei de la 50 la câteva sute de m (Urdea, 2005); raportul dintre lățimea la bază și înălțime este de obicei de 2:1. După autorul citat,

ele se formează paralel sau sub paralel cu direcția de curgere a fostului ghețar, indicând traseul foștilor torenți, specifici apelor de topire.

Geneza lor, pe baza unui astfel de scenariu, este posibilă întrucât ghețarii sunt străbătuți de tuneluri, canale și crevase, care în timpul sezonului de topire, îndeosebi în zona de ablație sunt umplute cu apă care transportă numeroase materiale grosiere. După topirea ghețarului ele se mențin sub forma unor creste alcătuite predominant din nisip și pietriș; tunelurile glaciare fiind diverse eskers-urile care se formează sunt de mai multe tipuri (fig. 13. 30).

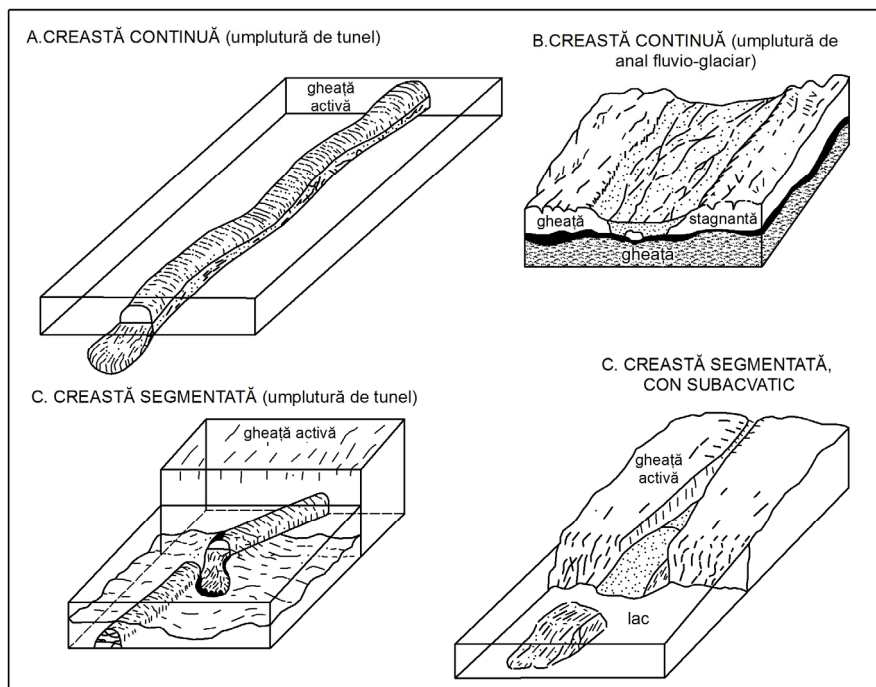


Fig. 13. 30. Schița formării a patru tipuri de eskers-uri: A – tunel continuu, B – de canal fluvio-glaciar; C – de canal segmentat; D – de canal subaerian (Benn și Evans, 1998, citați de Urdea, 2005, p. 321)

F. Morenele Rogen

Cunoscute și sub denumirea de morene cu nervuri sau morene striate, reprezintă serii de creste morenaice, arcuite spre amonte și dispuse transversal față de direcția mișcare a gheții (fig. 13. 31), cu înălțime de până la 30 m, lățime de 50-100 și lungime de câțiva km (Urdea, 2005); între serii succesive există spații de 100 – 350 m. Acest tip de morene au fost descris și denumit astfel în anul 1969 de către J. Lundqvist, în urma studiilor realizate pe malul Lacului Rogen, din Suedia.

Morenele Rogen se remarcă prin trecerea treptată și apariția lor asociată cu drumlin-uri și forme drumlinoide (Huggett, 2017), ceea ce sugerează că materialele din componența lor au fost acumulate concomitent de către procese subglaciare similare (Benn și Evans, 2010). Trecerea gradată a morenelor Rogen în drumlin-uri, ar reprezenta un stadiu timpuriu al drumlinizării unor creste transversale de materiale existente pe patul glaciар (fig. 13. 32), datorită schimbării unghiului de curgere a masei de gheață (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005). O astfel de trecere, conform autorilor citați, necesită prezența unei mase de gheață cu foarte mult deșris și a unei mișcări a acesteia, care să permită împingerea și cutarea gheții bazale, în condițiile unei curgeri compresive.

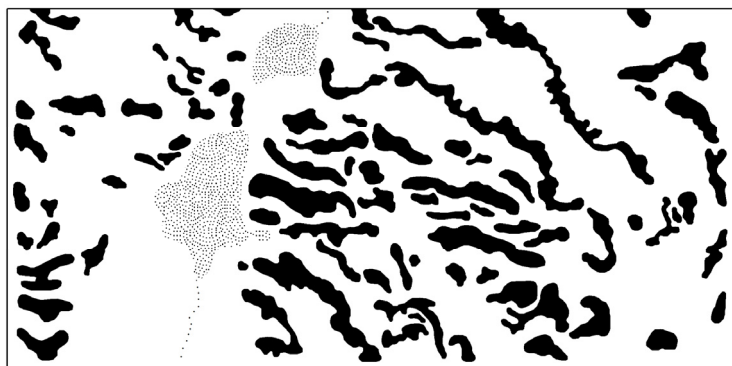


Fig. 13. 31. Forma în plan a morenelor Rogen
(Fairbridge, 1968, cit. de Rădoane et al., 2001, p. 199)

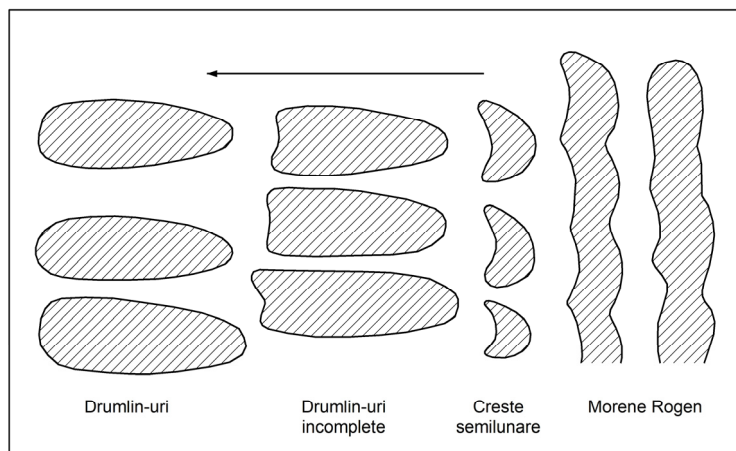


Fig. 13. 32. Relații spațiale între morenele Rogen, drumlinuri și formele drumlinoide (Lundqvist, 1969, citat de Urdea, 2005, p. 326)

Aceste morene se remarcă printr-o structură și granulometrie diversă (nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri, materiale sortate etc.).

G. Forme subglaciare asociate gheții stagnante

Masele de gheață stagnante oferă condiții favorabile pentru geneza morenelor subglaciare în două sectoare distincte: partea centrală a maselor de gheață, unde se formează morenele Pulju, respectiv partea marginală, unde specifice sunt morenele Veiki și morenele mamelonare (Menzies și Shilts, 2002). Morfologia și distribuția lor haotică par să indice condițiile unei mase de gheață pasivă, urmată de dezintegrarea ei și apoi de colaps (Urdea, 2005).

Morenele Pulju sunt de forma unor ridicături haotice cu aspect unduitor și mamelonar, uneori semicircular (fig. 13. 33), de 2 – 5 m înălțime, 10 – 15 m lățime și 50 – 100 m lungime (Urdea, 2005). După autorul citat, originea acestor morene rămâne una problematică, fiindcă morfologia lor prezintă indicii și despre direcția generală de curgere a gheții, motiv pentru care se bănuiește că s-au format prin strângerea sau presarea sedimentelor în crevasele superioare, dinspre partea bazală, sau că ele sunt rezultatul al dezintegrării gheții din timpul deglaciației, după cum nu este exclusă nici ideea unei presiuni laterale, care să fi determinat bombarea într-o masă de gheață (Urdea, 2005).

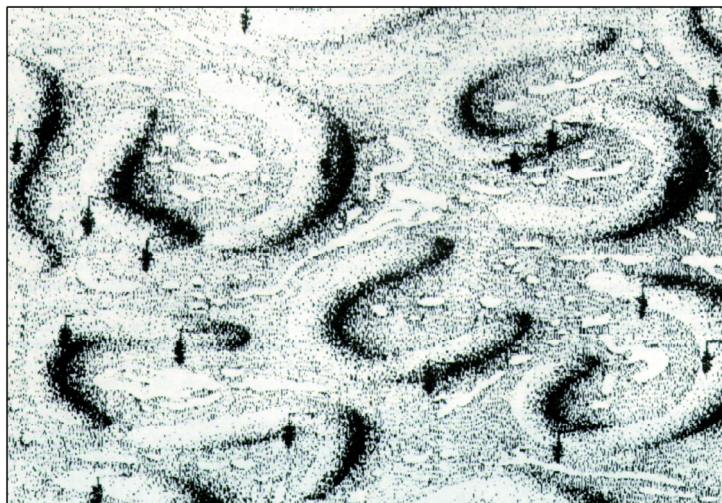


Fig. 13. 33. Morene Pulju (Aario, 1990, citat de Menzies și Shilts, 2002, p. 275)

Morenele Veiki se remarcă printr-o morfologie specifică platourilor aproape circulare, înconjurate de o creastă domoală singulară sau dublă, fapt care le aseamănă cu niște eskers-uri semicirculare (Lundqvist, 1981), de unde ideea că ele au fost acumulate subglaciatic. Există însă și păreri care pun geneza lor pe seama unei origini supraglaciatic, legate de lacurile de pe suprafața masei de gheață, formare înainte de colapsul final al acesteia, din timpul fazei de deglaciare (Urdea, 2005).

Morenele mamelonare drumlinizate sunt morene de fund a căror suprafață are aspectul unei succesiuni de movile (uneori alungite) și creste, cu tendință de apropiere de forma drumlin-urilor (Lundqvist, 1981). Autorul citat pune geneza lor pe seama mecanismului obișnuit al formării drumlin-urilor, precum și pe cel al suprapunerii unei morfologii de gheață moartă peste drumlin-uri mai vechi sau pe procesul de drumlinizare a unei morene mamelonare într-o etapă de reactivare a masei de gheață.

13.2.2.2. Morenele marginale

Se formează la marginea ghețarilor atât prin contribuția acestora, cât și prin intermediul, proceselor periglaciare. Pentru morenele marginale se utilizează și denumirea de morene terminale (cele existente în zona marginală a unui ghețar care avansează) sau recesionale (cele apărute în timpul unei reavansări, pe fondul general al retragerii ghețarului) (Urdea, 2005). Conform autorului citat, în funcție de poziția lor față de ghețar, morenele terminale sau recesionale sunt de mai multe tipuri: frontale, laterale și lateralo-frontale, la care se adaugă morenele deformate.

A. Morenele frontale

O parte semnificativă din materialele antrenate de către ghețar sunt acumulate pe frontul glaciare, ceea ce face ca după topirea acestuia să se prezinte sub forma unui relief de coline dispuse în alternanță cu depresiuni. Numărul șirurilor colinare marchează, la modul general, glaciațiunile sau fazele glaciare.

Morenele frontale sau terminale prezintă o configurație arcuită, cu convexitatea spre exterior, fapt care semnalează o diferențiere în frontul ghețarului sub formă de lobi (Mac, 1976). Prin contactul a doi lobi glaciari are loc unirea morenei frontale într-un singur aliniament generând o morenă interlobată. Între morenele frontale, atât timp cât ele nu sunt remaniate de către torenții sau râurile care se formează în urma retragerii ghețarului, se creează condiții pentru geneza lacurilor intramorenice sau de barare morenică.

În Scandinavia morenele frontale sunt cunoscute sub denumirea de Salpausselka. Înălțimea lor este de 60 m, se întind pe sute de km, iar distanța dintre ele, de forma unor culoare denumite pradoline (urstromtaler) este de câțiva km; urmărite în profil transversal sunt asimetrice, versantul dinspre ghețari fiind mai abrupt, iar celălalt extrem de lin (Mac, 1976).

În situația ghețarilor de vale, individualizarea morenei frontale are loc după retragerea ghețarului (Urdea, 2000). Ulterior, forma lor inițială de potcoavă începe să se dezorganizeze, din cauza intervenției apelor curgătoare care o pot secționa. Poziționarea morenelor frontale la diferite altitudini, indică fidel succesiunea fazelor și stadiilor glaciare.

B. Morenele laterale

Acestea sunt specifice ghețarilor de vale și de ieșire, care la contactul cu versanții prezintă acumulări de debris, provenite din sectoarele marginale ale ghețarilor și de pe terenurile adiacente, inclusiv prin intermediul avalanșelor, ceea ce explică pronunțata asimetrie a multor morene laterale (Evans, 1999, citat de Urdea, 2005).

Structura eterogenă a morenelor laterale este datorată formei bombate a ghețarului, din sectorul de ablație, cea care favorizează alunecarea debrisului supraglaciatic spre margini, unde se amestecă cu cel provenit de pe versanți (Urdea, 2005). Extinderea acestor morene este influențată de cantitatea de materiale existente în sectorul de ablație și de timpul de staționare a ghețarului la un anumit nivel.

C. Morenele lateralo-frontale

În situația acestora, din cauza transportului glaciatic mai îndelungat și pe distanțe mai mari, ponderea debrisului prelucrat glaciatic este mai mare comparativ cu cel care a suferit doar un transport pasiv, motiv pentru care are un grad redus de prelucrare (Urdea, 2005).

D. Morenele deformate

În categoria lor se includ toate morenele frontale și lateralo-frontale, care au caracteristici morfologice și structurale determinate de procesele glaciectonice (Urdea, 2005). Acestea din urmă se referă la deformările suferite masele de gheață, împreună cu sedimentele pe care le conțin. Pentru morenele deformate se utilizează și denumirea de morene de împingere în bloc.

Morenele de împingere în bloc se remarcă prin existența unor creste paralele arcuite, separate de depresiuni (fig. 13. 34), fiecare creastă corespunzând ariei frontale a unei cute culcate și/sau răsturnate (Urdea, 2005); ele pot ajunge la înălțimi de 150 m, iar proveniența și granulometria materialelor din componența lor este diversă.

Conform celor menționate, noțiunea de **morene de împingere** are o acoperire mai restrânsă, fiind păstrat doar pentru acele morene ale căror creste arcuite au sub 10 m înălțime și s-au format printr-o avansare de amplasare mai redusă a ghețarilor (Benn și Evans, 2010). Autorii citați notează că, spre deosebire de celelalte, aceste morene nu sunt rezultatul unor procese glaciectonice, ci doar efectul împingerii de către fruntea ghețarului.



Fig. 13. 34. Forma în plan a morenelor de împingere (Fairbridge, 1968, cit. de Rădoane et al., 2001, p. 198)

13.2.2.3. Asociații și forme de acumulare supraglaciare

Din cauza proceselor periglaciare și a celor de meteorizație pe suprafața ghețarilor ajung materiale de dimensiuni și forme diferite, provenite de pe versanți. Ulterior topirii ghețarilor acestea se depun generând morene mediane. În categoria lor se încadrează și blocurile de mari dimensiuni transportate de către ghețari, denumite **blocuri eratice**; de exemplu, cel de la Stiemitten (Germania) are o lungime de 4 km, lățime de 2 km, iar înălțimea maximă ajunge la 120 m (Urdea, 2005). Un al exemplu este reprezentat de Bordul Tomii, de pe Valea Pietrele, din Munții Retezat.

A. Morenele mediane

Acestea „sunt considerate a fi cele mai izbitoare trăsături ale ghețarilor de vale complecși, trădând prin aspectul lor grafic mișcarea simultană a gheții și sfărâmăturilor” (Urdea, 2005, p. 339). După autorul citat, pe baza relațiilor dintre stocul de sfărâmături și dezvoltarea morfologică a morenelor se individualizează trei tipuri principale: morene dominant ablaționale, morene de confluență glaciară și morene de avalanșă. Când morenele mediane au dimensiuni considerabile (lungimi de ordinul sutelor de km) ele se numesc morene interlobare, fiind formate în locul de întâlnire a doi lobi a unor ghețari de calotă (Strahler, 1973b).

B. Forme de relief generate de topirea gheții stagnante

Relieful teritoriilor ocupate anterior de gheață stagnantă este influențat îndeosebi de maniera în care a fost repartizat deșeurul pe suprafața gheții. În acest

context se înregistrează o ablație diferențială, însoțită de o resedimentare și o evoluție foarte rapidă atât a topografiei de ansamblu, cât și a celei de detaliu (Urdea, 2005). Practic, formele negative asociate debrisiului, de pe suprafața ghețarului, se vor transforma, după topirea acestuia în forme pozitive. În componența acestora intră tocmai debrisiul aflat pe suprafața și în masa de gheață, el generând forme de tipul movilelor conice, mameloanelor, creștelor circulare și mamelonate (Kurimo, 1977).

Morenele mamelonate (hummocky moraine) imprimă terenurilor o morfologie foarte neregulată, din cauza existenței unor movile diferite ca formă și dimensiuni (Urdea, 2005). Există câțiva termeni sinonimi pentru indicarea acestora: morenă de ablație, morenă stagnantă sau morenă de dezintegrare (Eyles et al., 1999).

Relieful de kames-uri și doline se evidențiază printr-o topografie în care formele pozitive (reprezentate prin kames-uri) se învecinează cu cele negative (cu aspect de dolină) denumite și kettle (în care se pot forma și lacuri), conducând la o evidentă expresie morfologică a prezenței proceselor termocarstice, a topirii gheții îngropate (Urdea, 2005) (fig. 13. 35).

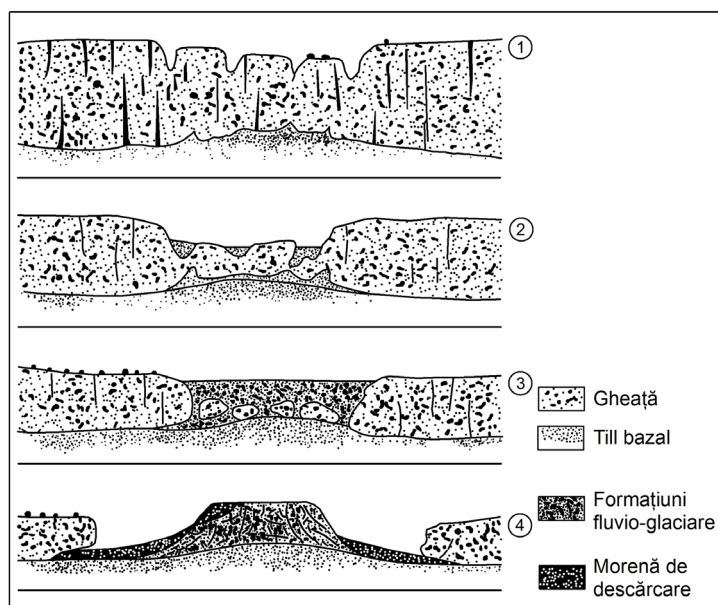


Fig. 13. 35. Formarea kames-urilor prin procese termocarstice (Veyret și Valadas, 1998, citat de Urdea, 2005, p. 345)

Kames-urile reprezintă morene cu aspect de movilă și versanți abrupti, alcătuite din nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri (fig. 13. 36), formate atât la nivel supraglaciatic, cât și la marginea ghețarilor, prin depozitare fluvio-glaciatică (Urdea, 2005). Altitudinea relativă a acestora este de 5 – 70 m, iar diametrul de 100 – 2.000 m (Grecu, 1997). Pentru desemnarea kames-urilor, pornind de la morfologia variată a lor, se utilizează și alte denumiri: platou de kames, terasă de kames, kames-uri deltaice etc.

Dolinele, denumite și *kettle*, sunt depresiuni circulare, formate în urma subsidenței till-ului din cauza topirii lentilelor de gheață; diametrul lor este de 20 – 300 m, iar adâncimea de până la 8 – 10 m.

Câmpiile de spălare cu gropi (kettled sandar, pitted sandar sau kettled outwash plains) sunt câmpii de împrăștiere fluvio-glaciară, pe suprafața cărora există depresiuni rezultate în urma topirii unor blocuri de gheață prezente în till sau împlântate în acesta (Urdea, 2005). După autorul citat, aspectul gropilor circulare, eliptice sau neregulate, cu diametre de 200 – 300 m și adâncimi sub 20 m, poate să fie sub formă de crater obișnuit, de crater cu buze răstrănte sau umplute cu materialele prezente în blocul de gheață.

Acestea sunt cunoscute sub denumirea de *solle* sau *zolie* în Câmpia Germano-Polonă, de unde și apelativul de câmpie cu *zolie*.

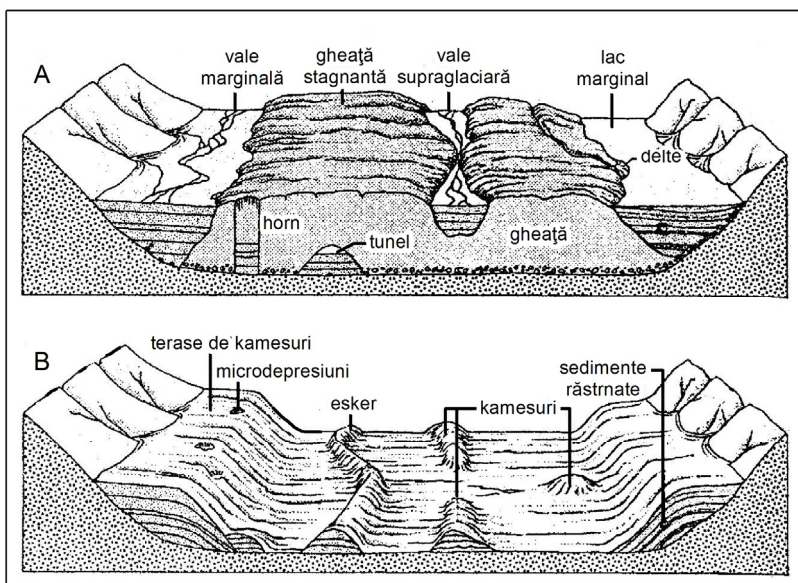


Fig. 13. 36. Blocdiagramme sugerând geneza formelor de acumulare glaciară (Flint și Skinner, 1977, citat de Cioacă, 2006, p. 248)

13.2.2.4. Asociații și forme de acumulare proglaciare

Mediul proglaciar face referire la condițiile din fața frunții ghețarilor, unde procesele morfogenetice sunt dominate de intrările apelor de topire și de sedimentele venite din masa de gheață (Urdea, 2005). Astfel, materialele care ajung în mediul proglaciar sunt aduse de către ghețar și de către apele de topire, din sectorul bazal al acestora.

Printre formele de relief generate pe această cale pentru ghețarii de calotă cea mai expresivă este **câmpia de sandre** (câmpie nisipoasă) sau de împrăștiere fluvio-glaciară, iar pentru cei de vale **trena de vale**.

În limba islandeză cuvântul sandur (pl. sandar) desemnează o câmpie nisipoasă; cea mai reprezentativă în acest sens este Câmpia Skeidararsandur din sudul Islandei, extinsă pe 40 km lățime și 30 km lungime (Urdea, 2005). Producerea erupțiilor vulcanice sub ghețari determină în Islanda fenomenul de jökulhlaups, ceea ce generează un tip aparte de câmpii de sandre și anume câmpiile glacio-vulcanice de sandre (volcano-glacial jökulhlaups sandar) (Benn și Evans, 2010).

Relieful câmpiilor de împrăștiere fluvio-glaciatică este influențat de următoarele variabile: volumul materialelor intrate, topografia și ajustarea la aria receptoare și modul de distribuire a materialelor în arealul proglaciatic (Maizels, 2002).

Deoarece câmpiile de împrăștiere și trenele de vale se dezvoltă prin îngemănarea conurilor fluvio-glaciare, ele au o declivitate destul de scăzută în profil longitudinal, motiv pentru care râurile ce le drenează sunt din categoria celor împletite. În numeroase situații câmpiile de împrăștiere și trenele de vale sunt frecvent inundate din cauza descărcării rapide a lacurilor glaciare situate în amonte de ele (Urdea, 2005).

La contactul cu ghețarii, trenele de vale și câmpiile de sandre au valori mai mari ale pantei, din cauza existenței unor conuri de contact (ice contact fans), al căror morfologie este complicată de topirea lentilelor de gheață îngropate sau a blocurilor desprinse din fruntea ghețarului, ceea ce conduce la formarea câmpiilor de sandre cu gropi (pitted sandar) (Price, 1969, citat de Urdea, 2005).

Mai trebuie semnalat că multe dintre formele de relief specifice mediului proglaciatic sunt de fapt rezultatul proceselor paraglaciare; acestea sunt de fapt procese nonglaciare, dar determinate direct de către glaciație, generând un peisaj geomorfologic compozit (Urdea, 2005). Noțiunea de paraglaciatic se referă la acel interval de ajustare rapidă a peisajului glaciatic la condițiile nonglaciare ulterioare deglacierii (Church și Ryder, 1972, citați de Urdea, 2005).

13.2.2.5. Asociații și forme de acumulare glaciolacustre și glaciomarine

Materialele transportate de ghețari pot fi depuse în mediile glaciolacustre și glaciomarine, conducând la formarea de morene subacvatice și delte glaciofluviale (Urdea, 2005).

A. Morene subacvatice

În situația ghețarilor prevăzuți cu o frunte lacustră sau marină neflotantă, în sectorul de contact cu fundul apei se formează acumulări morenaice subacvatice, denumite și bancuri morenaice (morainial banks) (Urdea, 2005). Acestea se pot forma și prin îngemănarea conurilor subacvatice. În categoria lor se includ:

- **crestele morenaice de linie de eșuare** (grounding-line) pot avea până la 350 m lungime, sub 3 m înălțime și sunt dispuse paralel între ele la distanțe de 10 – 200

m, urmărind fruntea calotei glaciare în retragere (Urdea, 2005); compoziția lor este eterogenă predominant fiind till-ul adăpostit și cel de topire, la care se adaugă debrisi englaciar și sedimente subacvatice proglaciare;

- **morenele De Geer** se dezvoltă într-un mediu subglaciar-subacvatic (Huggett, 2017); acestea sunt de forma unei succesiuni de creste discrete și înguste, fie scurte și drepte, fie lungi și șerpuitoare (fig. 33. 37), cu înălțimi mai mici de 15 m, cu distanțe de cel mult 300 m între ele (Sugden și John, 1976, citați de Urdea, 2005).

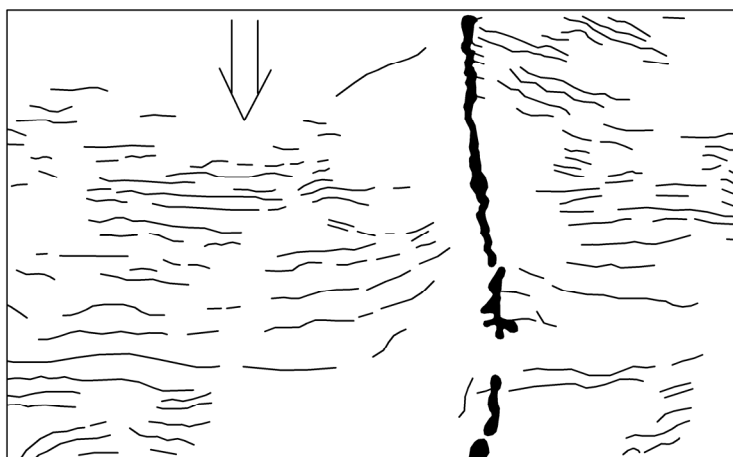


Fig. 33. 37. Forma în plan a morenelor De Geer
(Fairbridge, 1968, citat de Rădoane et al., 2001, p. 200)

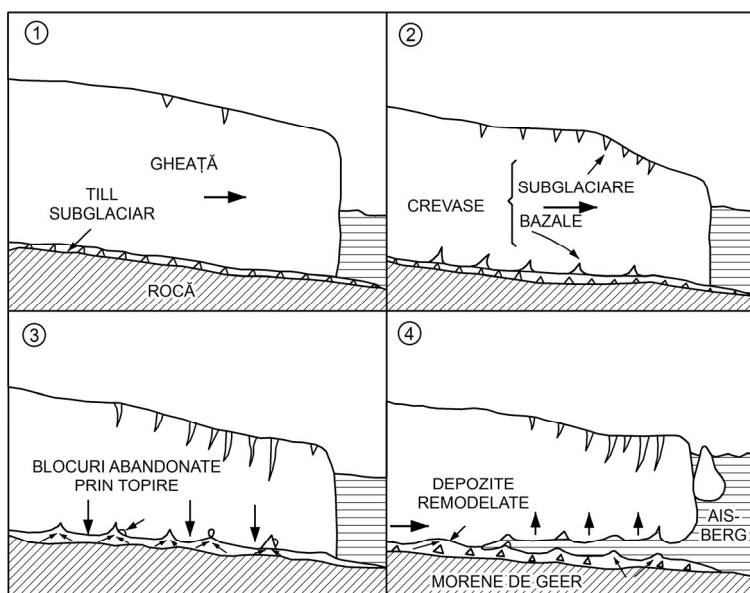


Fig. 33. 38. Modelul formării morenelor De Geer (Ziliacus, 1989, p. 315)

Geneza lor este pusă atât pe seama crevaselor bazale (fig. 33. 38) cât pe cea a variațiilor sezoniere ale apei lacului sau mării, ceea ce determină formarea de rampe de gheață și apoi desprinderea de iceberguri (fig. 33. 39);

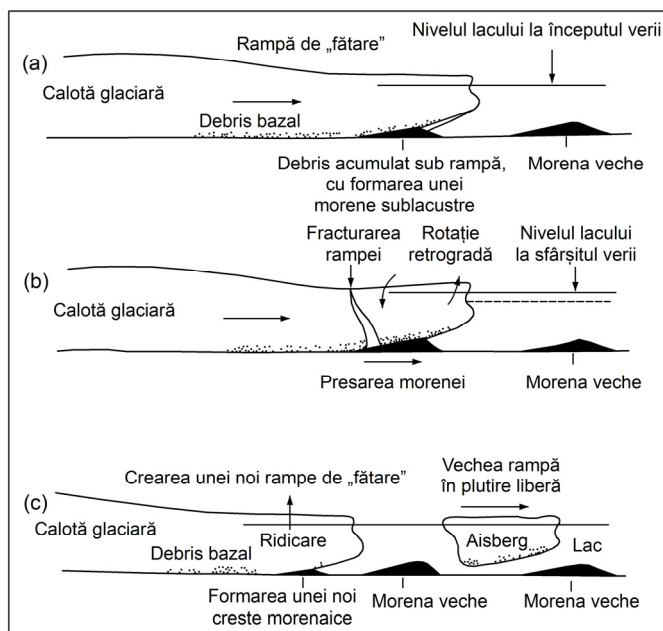


Fig. 33. 39. Modelul de formare a morenelor De Geer ca morene anuale (Holdsworth, 1973, citat de Urdea, 2005, p. 354)

- **morenele ghețarilor de șelf** sunt acumulări liniare de tip till, care au creasta puțin exprimată și o declivitate redusă, motiv pentru care se formează doar dacă frontul glaciatic se menține mult timp stabil pe același aliniament (Urdea, 2005).

B. Deltele glaciofluviale

Acestea se formează în condițiile unui mediu glaciatic și pot fi de două tipuri (Benn și Evans, 2010):

- **deltele alimentate de către ghețari** (glacier-fed deltas) se formează prin acumularea materialelor transportate de către torenții proglaciari;

- **deltele de contact cu gheața** (ice-contact deltas) se generează în urma depunerii materialelor în contact direct cu masele de gheață, fiind un fel de kame deltaice caracterizate prin existența unor structuri sedimentare influențate de tipul frontului glaciatic și de variabilitatea lui, de unde și succesiunea de faciesuri caracteristice (Lonne, 1993).

Concluzii. Cu toate că în prezent ocupă doar 12% din suprafața uscatului, prin formele de relief generate, ghețarii constituie agenți geomorfologici deosebiți, care

au permis conturarea unui domeniu de modelare distinct. Afirmăția este susținută de existența unor vaste suprafețe de uscat modelate de către ghețari, atât în timpul extensiunii maxime a acestora, din timpul Cuaternarului, cât și în prezent.

Prin studiile numeroase și de anvergură, realizate la adresa ghețarilor și a reliefului creat de ei, s-a ajuns la conturarea unei ramuri distincte intitulate Geomorfologie glaciară.

Modul inedit de acțiune a ghețarilor cu greu poate trece neobservat, inclusiv celor care nu sunt specializați în studiul reliefului. În memoria acestora, atunci când vorbesc despre anumite locuri și regiuni, inevitabil se conturează imaginea peisajelor conturate pe baza reliefului glaciар. Este suficient să mă refer în acest sens la peisajele alpine individualizate de către eroziunea glaciарă. În cadrul acestora se disting văile glaciare (adâncite semnificativ în masa montană) separate de custuri, prevăzute cu martori de eroziune de tipul horn-urilor. Spre exemplificare, poate fi menționat relieful glaciар din masivele montane antrenate pe verticală de orogeneza alpină: Munții Pirinei, Munții Alpi, Munții Carpați, Munții Caucaz, Munții Himalaya, Alpii Noii Zeelande etc. Referitor la Munții Carpați, de pe teritoriul României, un relief glaciар complex se poate observa îndeosebi în Munții Făgăraș și Munții Retezat, la care se adaugă apoi formele de relief glaciare din: Munții Parâng, Munții Godeanu, Munții Țarcu, Munții Bucegi, Munții Rodnei etc. Prin relieful superb ce îi caracterizează, acești munți rămân în memoria celor care îi văd fie și doar pentru o singură dată, constituind în același timp repere morfologice.

CAPITOLUL 14

PROCESELE GEOMORFOLOGICE ȘI RELIEFUL PERIGLACIAR

Formele de relief periglaciara reprezintă efectul interacțiunii, în manieră specifică, a atmosferei și hidrosferei cu substratul geologic. În acest context morfogenetic, atmosfera pune la dispoziție frigul, cel care determină procesul de îngheț permanent al substratului geologic, și în același timp, este caracterizată de o dinamică proprie a maselor de aer, cele care ajută la transportul zăpezii și aciculilor de gheață (Roșian, 2017). La rândul ei hidrosfera este cea care pune la dispoziție apa care îngheață și zăpada. La acestea se pot adăuga și alte variabile controlate de: relieful preexistent, rocă, structură, vegetație, activitățile antropice etc.

Se ajunge astfel ca în regiunile sau etajele montane, în care rolul principal în modelarea suprafeței terestre îl are înghețul peren la suprafață (fără formarea ghețarilor din cauza precipitațiilor reduse) sau cel din substrat (unde uneori se formează gheață ascunsă), să reprezinte domeniul modelării periglaciare. În limitele acestuia nu se includ teritoriile în care, în sezonul de iarnă apare înghețul și starea solidă de agregare a apei, deoarece ele nu determină o morfologie specific periglaciara, acestea fiind doar procese asociate celor dominante (fluviale, litorale, eoliene, antropice etc.).

Conceptul de periglaciara a fost introdus în știință de către Lozinski (1909) pentru a indica domeniul morfogenetic și formele de relief rezultate în vecinătatea ghețarilor din Pleistocen.

În contextul analizei și studierii proceselor periglaciare s-au utilizat și alți termeni: paraglaciara (Grahmann, 1932), subnival (Troll, 1944), fenomene crierigice (Bauling, 1956) etc. Cu toate acestea, termenul de periglaciara, adoptat de Uniunea Internațională de Geofizică din 1954, a rămas consacrat cu un sens larg, cel de procese geomorfologice care determină geneza formelor de relief, prin acțiunea dominantă a îngheț-dezghețului.

Ulterior, termenul de periglaciara a primit un sens mai complex, prin el desemnându-se în prezent condițiile morfogenetice în care acțiunea proceselor de îngheț-dezgheț este dominantă, pe fondul unor temperaturi medii multianuale negative sau de până la + 3 °C, limită până la care se pot produce solifluxiunile.

Sensul noțiunii de periglaciara, introdusă inițial pentru a indica pozițional teritoriile cu procese specifice climatului de la periferia calotelor glaciare, a fost ulterior extins, pentru a cuprinde și teritorii care au condiții climatice similare, chiar dacă se află la distanțe de 2.000 – 3.000 km, de teritoriile cu substrat veșnic înghețat, pe măsură ce au fost identificate noi suprafețe cu permafrost, în etajele montane.

În ultimele decenii s-a ajuns, atunci când se vorbește de domeniul morfogenetic periglaciari, ca alături de poziția pe suprafața Terrei să conteze și condițiile climatice, în care se desfășoară procesele periglaciare. A fost astfel necesară delimitarea unor etaje periglaciare și în unitățile montane din zona temperată, așa cum se întâmplă și în cazul Munților Carpați, unde la altitudini de peste 2.000 m se întâlnesc condiții unei modelări periglaciare, însoțită de forme de relief specifice (Urdea, 2000).

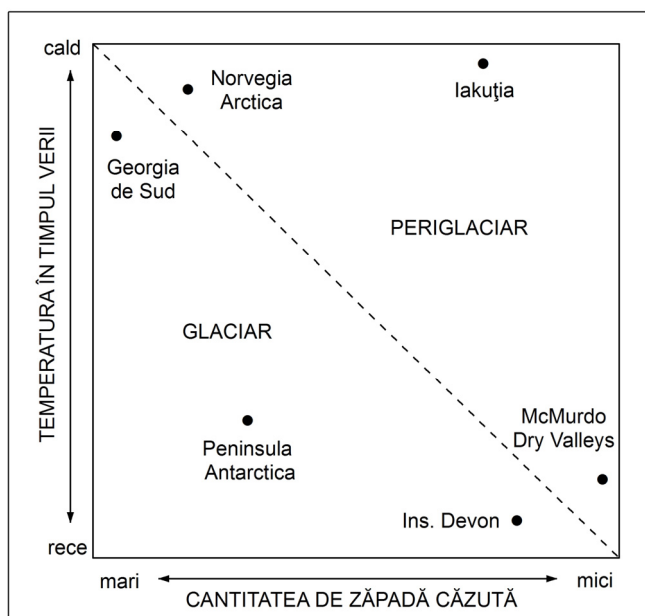


Fig. 14. 1. Pragul temperaturilor de vară și al căderilor de zăpadă care separă mediile morfogenetice periglaciare și glaciare (Sugden, 1982, citat de Chorley et al., 1984, p. 495)

În acest context, trebuie făcută distincția între domeniul de modelare glaciari și cel periglaciari, ele fiind separate de un prag destul de clar, condiționat de temperatura din timpul verii și cantitatea de zăpadă căzută iarna (Rădoane et al., 2001). Atunci când zăpada căzută în sezonul rece se topește, pe parcursul sezonului cald, în condițiile unei temperaturi medii multianuale mai reduse de 3 °C, procesele periglaciare sunt cele care contribuie la modelarea substratului (fig. 14. 1); în schimb atunci când zăpada căzută de-a lungul anului nu se topește în totalitate în sezonul cald, ea se acumulează de la an la an, ceea ce conduce la formarea ghețarilor și existența unei modelări glaciare a substratului geologic.

Manifestarea îngheț-dezghețului și efectele sale morfogenetice depind de: intensitatea sa, de numărul de cicluri și durată. Alături de îngheț-dezgheț o serie de alte procese (gelifracția, nivația, eolizația, gelifluviația etc.) își pun amprenta asupra morfologiei periglaciare.

De asemenea, ritmul și intensitatea modelării periglaciara este întreținută de neuniformitatea substratului geologic și a învelișului vegetal (Mac, 1976).

Substratul geologic face diferența mai ales prin modul de comportare a rocilor față de procesele periglaciara. Se deosebesc astfel roci gelive (gresii, conglomerate și calcare) și roci foarte gelive (nisipuri, marne și argile nisipoase). Gelivația este influențată de: intensitatea, durata și frecvența îngheț-dezghețului, motiv pentru care roci de tipul granitelor, bazalturilor și calcarelor se pot degrada ușor, în cazul înghețurilor puternice frecvent însoțite de dezgheț (Mac, 1976).

Referitor la vegetație procesele periglaciara se manifestă pe suprafețe caracterizate de un covor vegetal discontinuu alcătuit din ierburi rare și/sau arbuști. În condițiile date, cu toate că în tundră sau în etajul montan subalpin se înregistrează temperaturi medii multianuale favorabile proceselor periglaciara, prezența unui înveliș ierbos consistent, care intră în componența pajiștilor respective, limitează intensitatea proceselor geomorfologice periglaciara.

Una dintre cele mai importante variabile, care controlează procesele geomorfologice periglaciara este reprezentată de către panta terenurilor. Din moment ce valoarea ei influențează semnificativ dinamica procesuală formele de relief rezultate se pot clasifica având la bază acest criteriu.

Permafrostul, alături de condițiile morfogenetice asociate acestuia, este de cele mai multe ori sinonim cu modelarea periglaciara. Termenul de permafrost a fost introdus de Muller (1943) ca o abreviere pentru expresia *permanently frozen*. Chiar dacă inițial termenul a fost utilizat doar pentru depozitele în care prezența gheții este o realitate, sensul a fost lărgit la cel de condiție termică a substratului, care trebuie să aibă o temperatură medie anuală mai mică de 0 °C, cel puțin doi ani consecutiv (French, 2007).

Orizontul superior al permafrostului, care este supus zilnic, anual sau multianual îngheț-dezghețului este denumit **molisol** (sau strat activ), în timp ce partea bazală, care rămâne permanent înghețată este numită **pergelisol**. În cadrul molisolului, a cărui grosime variază între câțiva decimetri și câțiva metri (6 – 8 în Siberia) se remarcă existența unui suborizont de suprafață în care îngheț-dezghețul are loc zilnic, îndeosebi la trecerea de la sezonul de iarnă la cel de vară (Ielenicz, 2005). Cealaltă parte a molisolului este reprezentată de un suborizont mai puțin sensibil la oscilațiile termice diurne, care se dezgheață doar vara, influențând procesele care se petrec la partea lui superioară (Ielenicz, 2005).

În cuprinsul permafrostului pot exista areale neînghețate, denumite zone talik (French, 2007). Acestea sunt pe de o parte rezultatul căldurii latente, formate în urma trecerii apei din stare lichidă în stare solidă, iar pe de alta efectul creșterii volumului apei înghețate.

Raportat la regimul termic și factorii locali se pot deosebi mai multe tipuri de permafrost (Urdea, 2000; Rădoane et al., 2001):

- *permafrostul continuu* este specific regiunilor în care temperatura medie multianuală se menține sub -6°C . Se remarcă prin grosimi foarte mari, care frecvent depășesc 100 m, având posibilitatea să ajungă chiar și la 1.000 m (fig. 14. 2). El formează un areal continuu și are un strat activ cu o grosime redusă, de doar 10 – 100 cm; sub aspect procentual substratul permanent înghețat ocupă peste 90% din suprafața acestor teritorii;

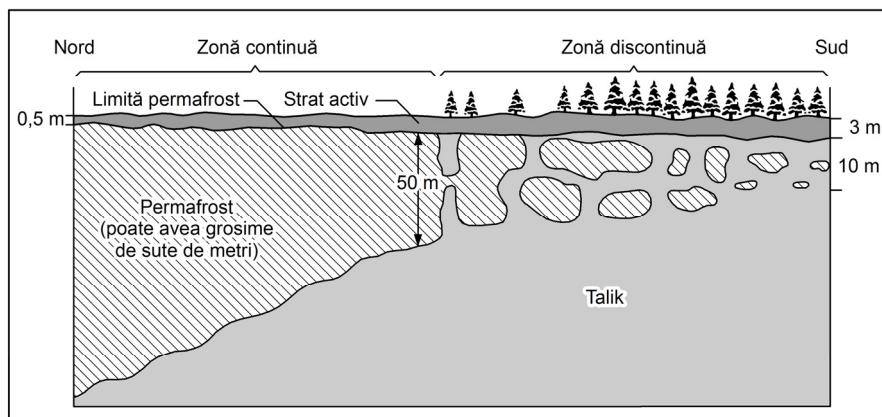


Fig. 14. 2. Profil prin zona de permafrost continuu și discontinuu din Canada (Brown, 1970, citat de Hugget, 2017, p. 316)

- *permafrostul discontinuu* apare insular în teritoriile în care temperatura medie multianuală se menține între -6°C și $-1,5^{\circ}\text{C}$; grosimea lui variază de la 10 cm la 100 m; substratul permanent înghețat ocupă între 35 și 90% din suprafață;

- *permafrostul sporadic* se întâlnește în regiunile cu temperaturi medii multianuale cuprinse între -1°C și -2°C ; substratul permanent înghețat ocupă între 10 și 35% din suprafață;

- *permafrostul insular* este caracteristic teritoriilor în care substratul permanent înghețat ocupă mai puțin de 10% din suprafață.

Alături de tipurile latitudinale menționate mai există *permafrostul montan* și *permafrostul de platou* (Urdea, 2000).

Permafrostul montan, denumit și alpin ori de mare altitudine, este cel existent la altitudini superioare, în zonele de medie și mică latitudine (IPA, 1998, citat de Urdea, 2000). Permafrostul montan are următoarea distribuție verticală: etajul permafrostului continuu, etajul permafrostului discontinuu și cel al permafrostului sporadic; în cadrul etajului permafrostului discontinuu se poate separa subetajul permafrostului discontinuu extins (widespread discontinuous permafrost), cu o prezență a permafrostului pe mai mult de 50% din suprafață, și subetajul permafrostului discontinuu peticit (patchy discontinuous permafrost), limita dintre aceste subetaje aflându-se la nivelul izotermei de $-4,5^{\circ}\text{C}$ (Urdea, 2000). Întrucât este

o consecință și o materializare a etajării altitudinale, permafrostul montan este dependent de o mulțime de factori ecologici dintre care se remarcă: relieful prin altitudine, înclinare și expoziție, cele care introduc anumite particularități morfoclimatice, grosimea și durata stratului de zăpadă, vegetația cu rolul său izolator, caracteristicile mineralogice, petrografice, geotehnice și hidrogeologice ale substratului, considerate sub aspectul transferului de căldură etc. (Urdea, 2000).

Permafrostul de platou este specific Podișului Tibet. Acesta fiind situat în partea centrală a Asiei, la altitudini de 4.000 – 6.000 m, oferă condiții favorabile pentru menținerea substratului permanent înghețat. Cu toate că altitudinile au valori mari, iar temperaturile medii multianuale coboară mult sub 0 °C, din cauza barierei orografice reprezentată de Munții Himalaya, situați la sud de Podișul Tibet, nu sunt întrunite condiții pentru formarea de ghețari. În acest podiș se remarcă prezența numeroaselor lacuri, formate de ghețarii existenți în Pleistocen, care se dezgheață în sezonul estival.

În regiunile polare și masivele montane înalte permafrostul ocupă aproximativ 20% din suprafața uscatului (Rădoane et al., 2001). Sub aspectul valorilor suprafețelor ocupate și a distribuției acestora se evidențiază următoarea situație: Emisfera nordică 22,35 mil. km² (7,64 mil. km² permafrost continuu și 14,71 mil. km² permafrost discontinuu); Antarctica 13,21 mil. km² (numai permafrost continuu); munții înalți 2,59 mil. km² (numai permafrost discontinuu), ceea ce înseamnă, în total, circa 38,15 mil. km² (din care, 20,85 mil. km² permafrost continuu și 17,30 mil. km² permafrost discontinuu) (Washburn, 1979). Actualmente cele mai extinse suprafețe ocupate de permafrost se întâlnesc în extremitățile nordice ale Asiei, Americii de Nord, Europei, în Patagonia, în teritoriile fără ghețari din Antarctica (se remarcă în acest sens regiunea Văile Seci), la care se adaugă cele din munții cu altitudini de peste 1.800 din zona temperată și cei cu altitudini de peste 3.000 - 4.000 m din zona caldă.

În timpul glaciațiunii din Cuaternar suprafețele ocupate de domeniul periglaciara și implicit de permafrost erau mult mai extinse, atât în Emisfera Nordică (America de Nord, Europa Centrală, Asia Centrală și de Est, Africa de Nord etc.), cât și în Emisfera Sudică (Africa de Sud, Patagonia, Australia de Est, Noua Zeelandă, Tasmania etc.).

Formațiunile periglaciara din diverse părți ale Terrei, dar localizate în teritorii care actualmente au un mediu incompatibil cu cel necesar proceselor periglaciara, sunt considerate relict (French, 2007).

Prin considerarea împreună, a acestor tipuri și posibilități de formare și menținere a permafrostului, se poate concluziona că domeniul periglaciara de modelare prezintă două subdomenii:

- subdomeniul latitudinilor mari, care începe de la limita nordică (în Emisfera Nordică) și sudică (în Emisfera Sudică) a pădurilor latitudinale și se continuă până în domeniul oceanic sau glaciara; manifestarea procesele periglaciara are la bază amplitudinile termice anuale;

- subdomeniul altitudinilor înalte sau etajul periglaciari montan este definit de temperaturi medii multianuale cuprinse între de +3 și -5 °C; referitor la altitudine el începe de la 1.800 m în zona temperată și 3.000 m în cea caldă, iar ciclurile gelive diurne și amplitudinile termice mari au un rol fundamental în modelarea substratului geologic.

Conform celor deja notate individualizarea domeniului de modelare periglaciari se dovedește un demers obiectiv. În cadrul acestuia agenții și procesele geomorfologice conlucrează pentru geneza unor forme de relief specifice condițiilor reci și aride, care să favorizeze manifestarea și efectele îngheț-dezghețului.

14.1. PROCESELE GEOMORFOLOGICE PERIGLACIARE

Înțelegerea proceselor și mecanismelor geomorfologice, care se manifestă în domeniul periglaciari de modelare, este în măsură să faciliteze deslușirea genezei și evoluției formelor de relief specifice.

Chiar dacă în domeniul periglaciari nu există o distincție netă între eroziune, transport și acumulare, ele sunt prezente, doar că au o manifestare mai discretă (Roșian, 2017). În același timp, maniera distinctă de lucru a agenților și proceselor este cea care individualizează și separă domeniul periglaciari, de celelalte cum ar fi de exemplu cel glaciari.

În continuare vor fi prezentate principalele procese geomorfologice periglaciare, fără a avea pretenția de a stabili limite exacte de manifestare a lor. Fiind vorba de o conlucrare între acestea apar dificultăți inclusiv în demersul ierarhizării lor.

14.1.1. Îngheț-dezgheț

Manifestarea acestuia și menținerea solului și a substratului înghețat, pentru anumite intervale, mai lungi sau mai scurte, reprezintă principala modalitate de acțiune morfogenetică din domeniul periglaciari. Din acest motiv acțiunea îngheț-dezghețului v-a fi prezentată sub forma a două modalități de manifestare: gelifracția și crioturbația.

a. Gelifracția

Denumită și acțiunea îngheț-dezghețului ea reprezintă cel mai tipic proces geomorfologic din domeniul periglaciari, prin care are loc dezagregarea rocilor și formarea gelifractelor. Pornind de la condițiile locale, acțiunea îngheț-dezghețului se diversifică luând forma unor procese de sine stătătoare, fiecare cu mecanisme specifice (French, 2007; Murton, 2013).

Chiar dacă îngheț-dezghețul depinde de numeroase variabile, acțiunea lui asupra substratului geologic se exercită prin transformarea apei din fisuri și porii rocilor în

gheață (Mac, 1976). Există în acest sens mai multe forme sub care gheața poate să apară: polci, pipkrake (ace de gheață formate pe substrat care au la partea superioară fragmente din acesta), lentile și strate interne, conuri de gheață, pingo etc. (fig. 14. 3).

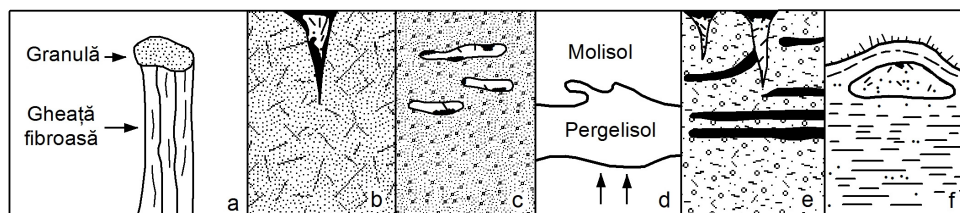


Fig. 14. 3. Forme de gheață în substrat: a – pipkrake; b – pene; c – lentile; d – permafrost; e – pene și fisuri; f – hidrolacolit (Mac, 1976, p. 319)

Repetarea procesului de îngheț-dezgheț provoacă fisurarea rocilor (frost cracking) și formarea de crăpături pe suprafața terenului, din cauza contracției termice (fig. 14. 4), care are loc la temperaturi mai scăzute decât cele de îngheț (Rădoane et al., 2001).

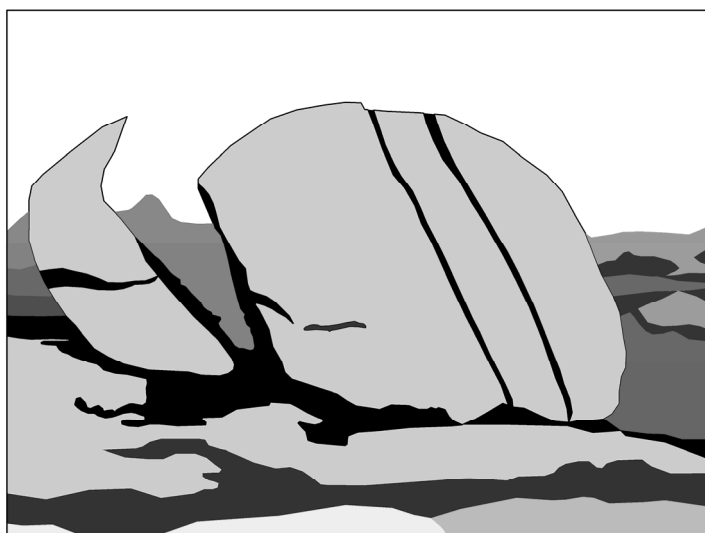


Fig. 14. 4. Fisurarea unui bloc de rocă prin frost-cracking (după Rădoane et al., 2001, p. 225)

b. Crioturbația

Existența gheții în substrat sau la suprafața acestuia provoacă apariția unor tensiuni mecanice în roci, ceea ce va conduce la modificări de poziție, de tipul microcutelor, bombărilor și crăpăturilor (Mac, 1976). De asemenea, dezghețul conduce la apariția apei în stare lichidă, care supraumectând orizonturile de sol și/sau rocă determină curgeri și deplasări în masă de tipul solifluxiunii.

Din cauza îngheț-dezghețului în domeniul periglaciara au loc procese de crioturbație. Acest termen provine de gr. *cryos* - rece și lat. *turbare* - deranjare (Rădoane et al., 2001). După sursa citată, crioturbația constituie ansamblul deranjamentelor și deplasărilor materialelor din componența solului, a scoarței de meteorizație sau a rocilor neconsolidate, sub efectul îngheț-dezghețului.

Procesul de crioturbație se manifestă prin intermediul următoarelor mecanisme sau subprocesuri: elevația periglaciara și împingerea laterală, deformări ale depozitelor stratificate, gelicreep-ul, solifluxiunea etc. (Rădoane et al., 2001).

Elevația periglaciara (frost heaving) și **împingerea laterală** (frost thrusting) fac referire la mișcarea pe verticală sau pe orizontală a particulelor minerale din substrat datorită înghețului și a formării gheții de segregare (French, 2007).

Dintre acestea predomină elevația periglaciara, în cadrul căreia se remarcă mișcarea pe verticală a particulelor minerale supuse presiunii criostatice (Rădoane et al., 2001). Manifestarea elevației periglaciare este demonstrată și de scoaterea din teren a unor piloni de poduri.

Înțelegerea producerii elevației periglaciare se realizează cu ajutorul ipotezei extragerii prin îngheț (frost pull) și a ipotezei împingerii prin îngheț (frost push) (French, 2007).

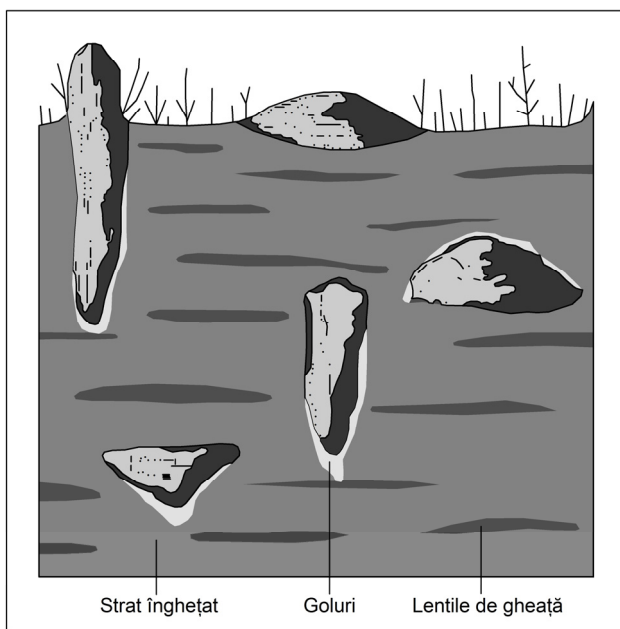


Fig. 14. 5. Modul de deplasare al pietrelor ca urmare a proceselor de îngheț-dezgheț (Ritter, 1986, citat de Rădoane et al., 2001, p. 223)

Ipoteza extragerii prin îngheț are la bază premisa că fragmentele de rocă împreună cu materialele mai fine sunt ridicate vertical spre suprafață din cauza

contractării substratului prin îngheț (French, 2007). Ulterior, în timpul dezghețului materialele mai fine coboară adunându-se în jurul fragmentelor de rocă mai mari, a căror parte inferioară rămâne înghețată (fig. 14. 5). Apoi, o dată cu topirea gheții, de sub fragmentele de rocă, golurile formate sunt umplute treptat cu materiale mai fine, prin împingerea laterală a materialelor spre locurile cu rezistență mică (French, 2007).

Ipoteza împingerii prin îngheț presupune că fragmentele de rocă individuale sunt conductori mult mai eficace a căldurii decât solul, care este mai poros. Ca urmare, blocurile de rocă se vor răcii mult mai repede, astfel încât prima gheață care se formează în lungul planurilor de îngheț, va fi cea din jurul și mai ales de la baza pietrelor, ceea ce va determina împingerea spre suprafață a acestora (French, 2007).

Deformările depozitelor stratificate sunt consecința repetării procesului de îngheț-dezgheț, cel care face ca depozitele din partea activă a substratului (molisolul) să sufere deformări tipice, în urma cărora liniile traseului stratificației devin curbe (Rădoane et al., 2001); pentru ele se folosește și denumirea de **involuții**. Acestea se formează în timpul genezei gheții de segregatie, ca efect al presiunii stratului de gheață de la partea superioară a molisolului, după cum urmează: în orizontul de la partea superioară cu exces de umiditate, înghețul lent imprimă o presiune spre masa depozitelor încă neînghețate, dar vâscoase, ceea ce permite deplasarea particulelor și orientarea lor spre zonele cu presiune mai mică; în același timp, migrarea particulelor spre stratul activ, este limitată de presiunea care vine dinspre partea superioară a permafrostului; se ajunge în aceste condiții la formarea unui curent de mișcare a particulelor, care din cauza presiunilor și tensiunilor inegale, la care este supus, tinde spre o traiectorie sinusoidală (Rădoane et al., 2001).

Gelicreep-ul se referă la deplasarea lentă și individuală a particulelor, datorită schimbării de volum a materialelor din substrat; se deosebește de alte tipuri de creep din cauza prezenței îngheț-dezghețului, proces care provoacă apariția ciclurilor de contracție dilatare (Rădoane et al., 2001).

Solifluxiunea constituie deplasarea solului pe un substrat înghețat. Ea este activă mai ales în teritoriile cu permafrost, condiții în care apa rezultată din topirea părții superioare a acestuia nu poate pătrunde în substratul înghețat (fig. 11. 106). Cu precădere în timpul verii solul este supraumectat ceea ce îl face să se comporte ca un fluid vâscos (Rădoane et al., 2001). Chiar dacă orizonturile de sol supraumectate se pot deplasa și pe terenuri cu valori ale declivității mai mici de 5°, cele mai predispuse sunt cele cu pante cuprinse între 5 și 15°. Declanșarea solifluxiunii este influențată și de alți factori dintre care se remarcă: granulometria depozitelor, panta și vegetația; de exemplu, comparativ cu argilele și solurile siltice, pietrișul și nisipul grosier se drenează foarte repede, motiv pentru care sunt mai susceptibile la solifluxiune (Rădoane et al., 2001). Pentru indicarea proceselor de solifluxiune se utilizează termenul de gelifluxiune (Bauling, 1956).

14.1.2. Nivația

Reprezintă un proces complex, caracteristic domeniului periglaciuar, care se referă la acțiunea zăpezii asupra solului și substratului geologic. Nivația se manifestă prin eroziune mecanică, eroziune chimică, transport și acumulare, toate acestea având efecte semnificative în morfologia terenurilor (Rădoane et al., 2001). Aceste procese sunt specifice atât latitudinilor și altitudinilor zăpezilor permanente, cât munților din zona caldă și temperată unde se acumulează suficientă zăpadă, care se poate menține 8-10 luni pe an.

Deplasarea zăpezii acumulate pe suprafața terenului se realizează sub formă de avalanșe, datorită acțiunii forței de gravitație. Avalanșele sunt astfel procese gravitaționale, care afectează masele de zăpadă ce alunecă sau se rostogolesc conform pantei, mărindu-și în aval volumul, greutatea și viteza (Grecu, 1997).

Declanșarea unei avalanșe este influențată de către următorii parametri ai relieful existent: declivitate (suprafețele cu declivități cuprinse între 30 și 45° sunt cele mai susceptibile inițierii avalanșelor), altitudinea, orientarea (cea mai mare parte a avalanșelor se produc pe suprafețe cu orientare nordică, nord-estică și vestică; efectul orientării se datorează și interacțiunii sale cu radiația solară și vântul), morfologia terenului și rugozitatea substratului (în funcție de care va fi tipul și dimensiunea avalanșei) (Pudasaini și Hutter, 2007). Dezechilibrarea masei de zăpadă și producerea avalanșei are loc în momentul în care este depășită limita de rupere a stratului de zăpadă. Rezistența acestuia este influențată de forța de gravitație, ai cărei valoare depinde de cea a pantei.

Avalanșele, împreună cu zăpada mobilizată, transportă cantități apreciabile de depozite neconsolidate. În categoria acestora se remarcă: gelifRACTE, diverse fragmente de rocă, lemn provenit de la arborii existenți pe suprafețele afectate, materiale și deșeuri rezultate în urma activităților antropice etc. Prin pagubele și victimele care le generează avalanșele nu rămân fără urmări în societate, ele constituind astfel unele dintre principalele fenomene geomorfologice de risc.

Producerea unei singure avalanșe, dar de obicei prin repetarea deplasării zăpezii pe aceeași suprafață, determină formarea culoarului de avalanșă (considerat ca formă de relief de eroziune) și a morenei nivale (formă de relief de acumulare, alcătuită din materiale transportate și acumulate la partea inferioară a culoarului de avalanșă; morena nivală se evidențiază în morfologia locurilor după topirea zăpezii).

Diversitatea condițiilor locale face posibilă evidențierea mai multor **tipuri de avalanșe** (Ielenicz, 2005; Pudasaini și Hutter, 2007):

- **avalanșele de zăpadă înghețată** se produc pe versanții circurilor și văilor glaciare și reprezintă un amestec de zăpadă, gheață, gelifRACTE și resturi vegetale, motiv pentru care exercită o puternică acțiune asupra terenurilor pe care se deplasează;

- **avalanșele umede** au loc fie din cauza unei încălziri rapide, ce provoacă o topire bruscă a stratului superior de zăpadă, fie datorită unor precipitații lichide, căzute peste zăpada existentă; în ambele cazuri are loc creșterea greutateii stratului de zăpadă, prin îmbibarea cu apă, ceea ce conduce la ruperea echilibrului și la deplasări ale masei de zăpadă cu viteze ce pot depăși 80 km/h;

- **avalanșele uscate** afectează stratele de zăpadă proaspătă, rezultate în urma unor ninsori abundente; deoarece este vorba de un amestec de zăpadă și aer în timpul deplasării masa de zăpadă poate ajunge la viteze de 200 km/h, iar uneori chiar la 500 km/h (Pudasaini și Hutter, 2007).

- **avalanșele de pietre** se înregistrează de-a lungul torenților și ravenele din etajul montan alpin, cu declivitate mare și în care există gelifracțe instabile, care sunt antrenate în cantități mari, împreună cu zăpada care se deplasează gravitațional.

Existența zăpezii nu rămâne fără urmări nici după topirea ei, întrucât apa rezultată va umecta substratul, va curge pe acesta și va provoca denudare peliculară și eroziune prin intermediul curenților concentrați, formând astfel depozite periglaciare proluviale (Mac, 1976).

14.1.3. Eolizația

Constituie procesul de modelare a reliefului din domeniul periglaciara, prin intermediul vântului încărcat cu cristale de zăpadă și gheață. Eolizația generează atât forme de eroziune (relief ruinform), cât și de acumulare (depuneri de loess, dune nivo-eoliene alcătuite din nisip, aciculi de gheață și zăpadă etc.).

În regiunile periglaciare arctice și antarctice acțiunea eoliană, asociată centrilor barici de presiune ridicată, este favorizată și de lipsa unui covor vegetal consistent și de caracterul arid al climatului (Mac, 1976).

Eolizația se realizează prin coraziune și deflație periglaciara, precum și prin acumulare. Prima determină cizelura proeminențelor, formarea pietrelor rotunjite și fățuite și sculptarea unor excavații, iar cea de-a doua depunerea materialelor transportate sub forma unor depozite nivo-eoliene (French, 2007).

14.1.4. Gelifluviația

Râurile din regiunile reci transportă în scurtul sezon estival cantități apreciabile de aluviuni, provenite din malurile degradate prin gelifracție, precum și de pe suprafața bazinelor hidrografice.

De obicei paturile fluviale rămân înghețate și în sezonul cald, favorizând manifestarea eroziunii laterale, care are ca rezultat lărgirea albiilor și scăderea adâncimii apei. Existența aluviunilor în albiile determină reducerea valorii debitelor tranzitate.

Migrarea laterală a cursurilor de apă conduce la formarea teraselor de eroziune și acumulare (Mac, 1976), denumite și terase fluvio-periglaciare (Rădoane et al., 2001).

14.1.5. Cryocarstul

El mai este cunoscut și sub numele de termocarstificare și se manifestă în regiunile periglaciare care au gheață în substrat. Topirea acesteia determină formarea de cavități sau goluri subterane, care prin prăbușire generează depresiuni negative (allas-uri).

14.2. RELIEFUL GLACIAR

Morfologia specifică domeniului periglaciare este fie rezultatul manifestării unuia dintre procesele prezentate anterior, fie al conlucrării dintre ele, după cum se întâmplă în majoritatea situațiilor. Formele de relief astfel rezultate se pot clasifica după diverse criterii, dintre care se impune cel al declivității suprafeței pe care s-au format. Se deosebesc în acest sens forme de relief periglaciare dezvoltate pe suprafețe plane sau puțin înclinate și pe versanți (suprafețe puternic înclinate).

14.2.1. Forme de relief periglaciare pe suprafețe plane

Pe acestea este specifică dezvoltarea unor forme de relief cu aspect de figuri geometrice (cercuri, poligoane etc.). Între procesele geomorfologice și formele care rezultă există o legătură strânsă, în sensul că poligoanele (desenele periglaciare) sunt legate de penele de gheață, pingo-urile de lentilele de gheață, iar mușuroaiele înierbate de involuții (Posea et al., 1976).

14.2.1.1. Desene periglaciare

De obicei, când în literatura de specialitate se face referire la ele, se folosește termenul de **patterned ground** (Rădoane et al., 2001). Acesta poate fi tradus și prin figuri periglaciare și vine să înlocuiască denumirea de soluri poligonale, utilizată în literatura românească. Desenele periglaciare se referă la majoritatea formelor de relief rezultate în urma proceselor de crioturbație: poligoanele (sortate sau nesortate), cercurile de pietre, rețelele periglaciare, terasetele (treptele), benzile (fig. 14. 6). Chiar dacă sunt specifice regiunilor cu permafrost, formarea lor nu este obligatoriu condiționată de înghețul veșnic (Rădoane et al., 2001).

Poligoanele sortate sunt caracteristice terenurilor netede și orizontale, fiind conturate de segmente drepte acoperite de pietre, dispuse în jurul unei părți centrale alcătuite din materiale mai fine; diametrul lor variază de la câțiva centimetri până la peste 10 m și apar de obicei grupate (Rădoane et al., 2001).

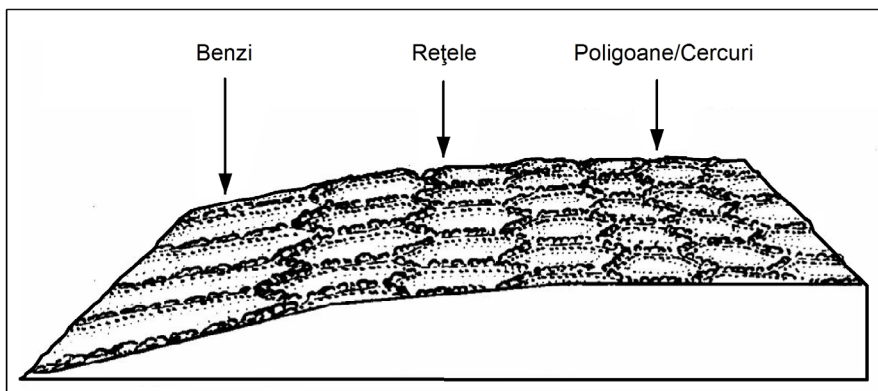


Fig. 14. 6. Desene periglaciare în funcție de înclinarea terenului (Whittow, 1984, cit de Rădoane et al., 2001, p. 232)

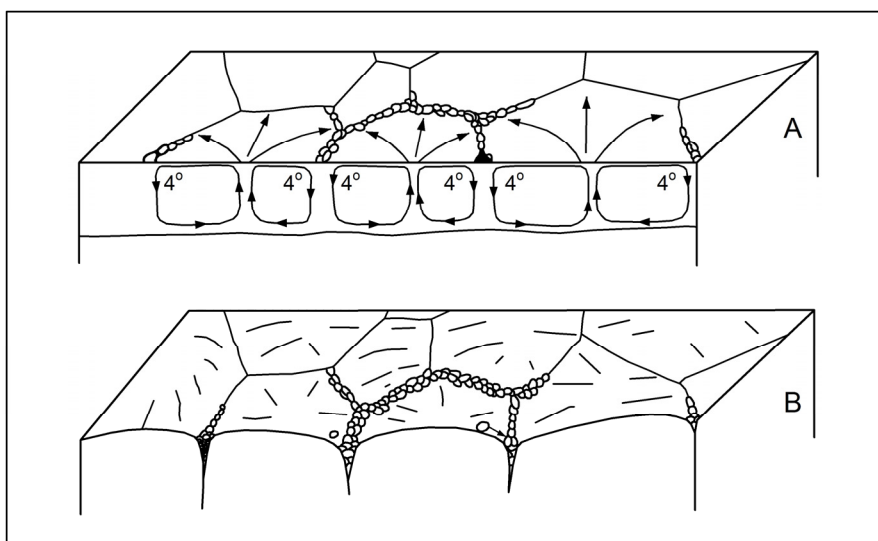


Fig. 14. 7. Formarea poligoanelor sortate: A – prin curenți de convecție; B - prin bombare datorită golurilor (Mac, 1976, p. 321)

În scopul elucidării genezei poligoanelor sortate au fost emise mai multe ipoteze. Høgbom (1914, citat de Posea et al., 1976) apreciază că datorită înghețului materialele fine sunt bombate inegal generând fisuri între pliurile ridicate; alunecarea ulterioară a materialelor grosiere pe bombări, conduce la acumularea materialelor heterogene la margini. Taber (1930, citat de Mac, 1976) semnală că alternanța de suprafețe cu sau fără vegetație sau zăpadă, conduce la diferențieri locale în regimul de îngheț al substratului, iar tensiunile laterale create favorizează migrarea către margini a materialelor grosiere. Romanovski (1960, citat de Posea et al., 1976) pleacă de la premisa că formarea lor are loc din cauza unor curenți descendenți pe margini

și ascendenți pe centru, datorită densității mai mari a apei la suprafață (4 °C), decât la adâncime (0 °C), la contactul cu pergelisolul (fig. 14. 7).

În cazul fiecăreia dintre ipotezele menționate se observă că formarea crăpăturilor, pe suprafața terenului, se corelează cu liniile mai puțin rezistente, care apoi se largesc din cauza repetării înghețului. Acestea sunt ulterior umplute cu elementele grosiere, care se deplasează gravitațional, formând rețele poligonale (Mac, 1976).

Poligoanele nesortate se deosebesc de cele anterioare prin următoarele caracteristici: nu sunt delimitate prin intermediul fragmentelor de rocă, ci de o rețea de fisuri, care marchează partea centrală mai bombată; presiunea exercitată de gheața din fisuri face ca marginile poligoanelor să fie mai ridicate decât partea centrală; au dimensiuni mai mari decât precedentele, depășind deseori 100 m diametru; pot să apară și pe versanți cu declivități până la 31° (Rădoane et al., 2001).

Cercurile de pietre se prezintă sub forma unei borduri de pietre, de formă circulară, cu diametru de la câțiva centimetri până la peste 25 m, ce înconjoară o suprafață centrală alcătuită din materiale mai fine (Huggett, 2017); în funcție de condițiile locale se poate forma un singur cerc de pietre sau mai multe (fig. 14. 8). Diferența dintre aliniamentele cu îngrămădiri de pietre și cele rămase libere este controlată de ritmul și intensitatea procesului de îngheț-dezgheț, cel care împinge elementele grosiere din adânc la suprafață și apoi lateral (Ielenicz, 2005). Prezența lor în Munții Retezat, pe platoul de la sud de Vârful Valereasa, unde se remarcă un cerc de pietre de formă ovală cu diametrul de 20,2 – 18 m (Urdea, 2000), dovedesc existența condițiilor periglaciare și în unitățile montane ale zonei temperate.

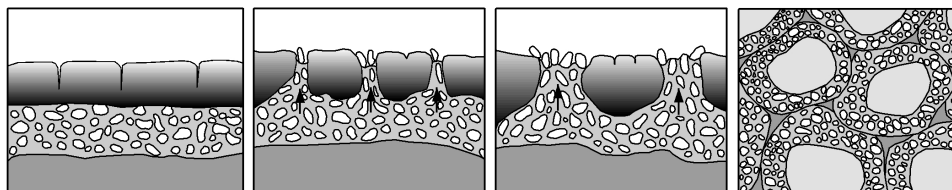


Fig. 14. 8. Formarea cercurilor de pietre criogene
(Van Vliet Lanoe, 1988, citată de Ielenicz, 2005, p. 186)

Rețelele periglaciare (nets) se referă la acele desene periglaciare care nu pot fi încadrate cu exactitate nici la cercuri, nici la poligoane periglaciare; ele se formează îndeosebi pe suprafețe aproape orizontale (Rădoane et al., 2001). Termenul de rețete periglaciare a fost introdus de Washburn (1956).

O rețea periglaciară distinctă, în peisajul locurilor, este reprezentată de **mușuroaiele înierbate** (*earth hummocks* - eng, *thufur* – islandeză, *marghilă* - română). Acestea sunt rezultatul înghețării progresive a apei în sol și substrat, la care se adaugă contribuția proceselor biochimice (Mac, 1976). Mușuroaiele înierbate au în componență materiale argiloase îmbibate cu apă și resturi organice. Referitor la

dimensiune, cele studiate de Urdea (2000) în Munții Retezat au 40 – 50 cm înălțime și 60 – 90 cm diametru. Analizate în secțiune mușuroaiele înierbate se evidențiază printr-o structură aproximativ zonar-concentrică, cu un contact cutiform și ridat al structurilor (Urdea, 2000). Conform sursei citate, sub învelișul vegetal există un strat turbos de 10 – 25 cm, sau chiar mai gros, de culoare închisă și cu aspect buretos, urmat de un orizont de 10 – 12 cm brun gălbui, uneori roșcat, cu aspect nisipos și cu fragmente colțuroase cuarțitice, care au la bază un orizont brun negricios, mai bogat în argilă.

Terasetele (steps), denumite și trepte periglaciara, au aspectul unor trepte, mai mult sau mai puțin paralele, fiind caracterizate de o sortare crescândă a pietrelor, dinspre interior spre margine, unde sunt prezente elementele cele mai grosiere; prezintă lățimi de 1 - 3 m, iar lungimea depășește 10 m (Rădoane et al., 2001). La partea inferioară a treptelor grosimea materialelor care le mărginesc este mai mare generând taluzuri de formă convexă (fig. 14. 9);

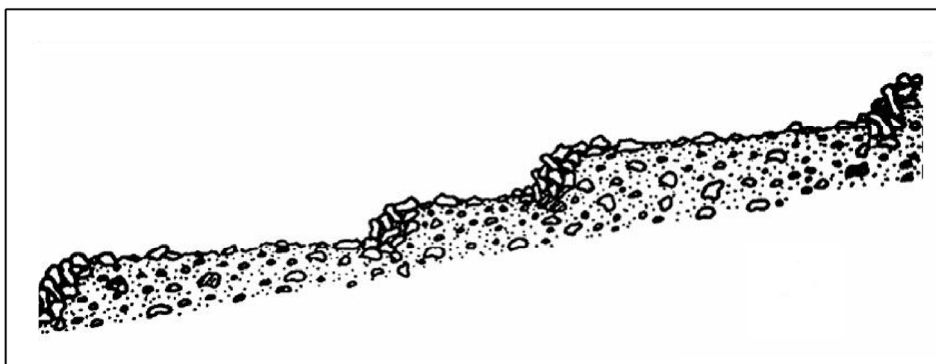


Fig. 14. 9. Terasete periglaciara (Sharp, 1942, citat de Washburn, 1956, p. 835)

Benzile (stripes) sunt aliniamente de pietre, vegetație sau soluri existente pe versanți, care au o înclinare mai mare decât a formelor de relief din vecinătate (Rădoane et al., 2001). Acestea prezintă lățimi ce variază de la câțiva centimetri până la metri, lungimea depășind uneori 100 m.

14.2.1.2. Penele de gheață

Așa cum le spune și denumirea sunt rezultatul contracției termice a substratului, din cauza înghețului la temperaturi mai scăzute de -20°C . Într-o primă fază apa care îngheață, generează fisuri (de 1 – 3 cm), pentru a-și face loc, pe fondul creșterii volumului, pentru ca ulterior, la dezgheț, acestea să fie umplute cu apă. Repetarea îngheț-dezghețului determină lărgirea fisurilor inițiale (fig. 14. 10) și umplerea lor cu materiale minerale fine (ice-wedge casts) (fig. 14. 11), deoarece apa din substrat interacționează cu roca, căreia îi slăbește coeziunea. Cele mai favorabile

condiții pentru geneza penelor de gheață sunt întrunite atunci când solul și substratul geologic au o granulometrie fină.

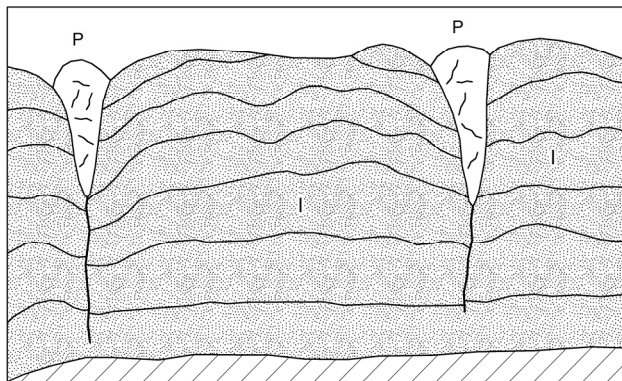


Fig. 14. 10. Pene de gheață (P) și involuții (I) (Ielenicz, 2005, p. 180)

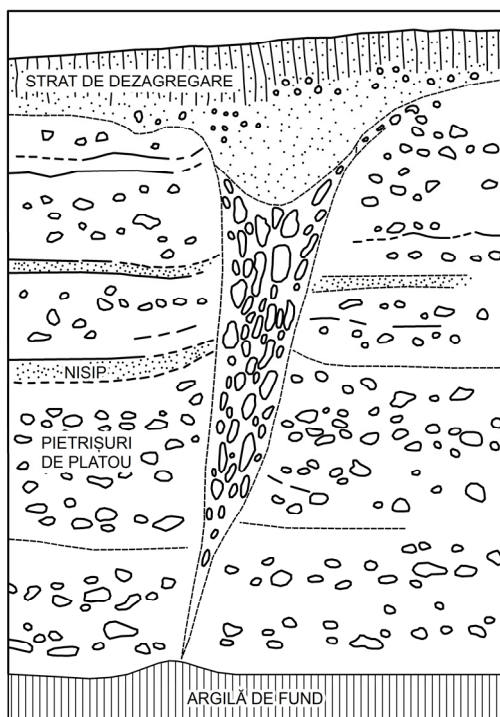


Fig. 14. 11. Structuri criogene între care se evidențiază locul unei pene de gheață umplut cu materiale specifice (Small, 1970, citat de Cioacă, 2006, p. 253)

Se ajunge pe această cale, inclusiv cu aportul diverselor materiale de pe suprafața terenului, la formarea pungilor periglaciare. Ele reprezintă indicatori fideli ai condițiilor din trecut, acolo unde în prezent nu se mai înregistrează astfel de procese periglaciare.

Rolul temperaturii este așadar foarte important, deoarece numai la geruri intense și prelungite are loc o contracție semnificativă a permafrostului.

Dimensiunea penelor de gheață variază de la câțiva centimetri, până la peste 2 m; ele pot apărea izolat sau în rețele de poligoane de pene de gheață (ice-wedge polygons), al căror diametru poate să ajungă până la 40 m, așa cum este în cazul celor din Canada și Alaska (Rădoane et al., 2001).

14.2.1.3. Hidrolacoliții

Aceștia sunt mobile cu înălțimi de până la 10 – 15 m și diametru de 20 m, ce se formează în regiunile cu pergelisol, în fază de degradare (Ielenicz, 2005). Excesul de apă, din anumite sectoare și orizonturi ale molisolului avantajează dezvoltarea unor nuclee de gheață, care prin creștere în dimensiuni exercită presiune asupra stratului de apă și de argilă de la partea superioară (fig. 14. 3). Despicarea acoperișului mobilei conduce la o erupție de noroi (Ielenicz, 2005); ei mai sunt cunoscuți și sub denumirea de hidrovulcani. În multe situații este dificilă diferențierea dintre hidrolacoliți propriu-ziși și pingo în sistem deschis, motiv pentru care se pune uneori semn de egalitate între cele două formațiuni. Totuși hidrolacoliții sunt de dimensiuni mult mai reduse decât pingo în sistem deschis.

14.2.1.4. Pingo

Reprezintă mobile cu nucleu de gheață, care i-au naștere pe terenurile cu pergelisol și molisol gros, alcătuit din elemente minerale, care favorizează o circulație bună a apei (Ielenicz, 2005). Mobilele formate pe această cale sunt caracterizate de o bază circulară sau ovală, cu diametru de mai multe sute de metri și înălțimi de până la 50 - 60 m (Rădoane et al., 2001).

Abordate sub aspectul genezei pot fi identificate două tipuri de pingo: în sistem închis sau de tip Mackenzie și în sistem deschis sau est-groenlandez.

Pingo în sistem închis este tipic regiunilor de agradare a permafrostului continuu, slab drenat și cu exces de umiditate (Rădoane et al., 2001). Conform sursei citate, acest tip este localizat îndeosebi pe amplasamentul unor foste lacuri, sub care, dacă permafrostul are o grosime destul de mare, se dezvoltă talik-uri (depozite neînghețate); geneza lor este pusă atât pe seama înghețului din timpul iernii, care nu ajunge până la fundul lacului, cât și pe faptul că vara, razele Soarelui determină o încălzire mai puternică a apei, astfel încât temperatura înregistrată la partea inferioară a cuvetei lacustre este mai ridicată decât a substratului din vecinătate.

Dacă grosimea stratului de apă se reduce din cauza colmatării lacului, depozitele de pe fundul acestuia încep să înghețe formând un talik închis, adică înconjurat din toate părțile de depozite înghețate (Rădoane et al., 2001). În urma

înghețării treptate a apei presiunea criostatică formată provoacă expulzarea acesteia spre suprafață, unde prin îngheț va genera un sâmbure de gheață, care va deforma sedimentele existente la partea lui superioară, determinând apariția unei movile, a unui pingo (fig. 14. 12) (Yoshikava, 2013).

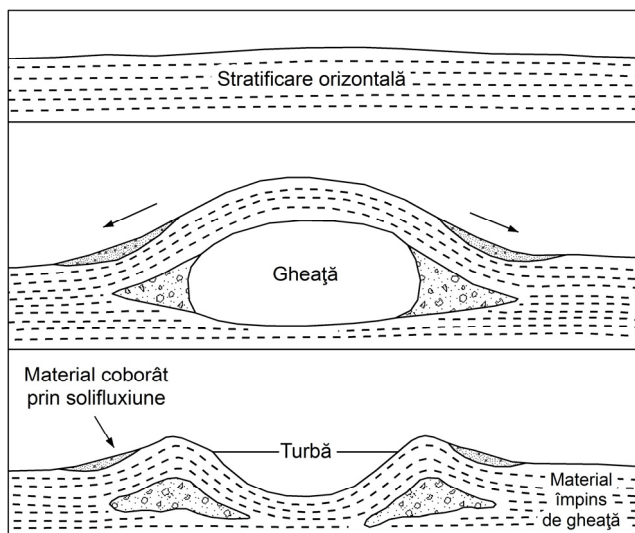


Fig. 14. 12. Evoluția unui pingo în sistem închis (Pissart, 1963, citat de Posea et al., 1976, p. 431)

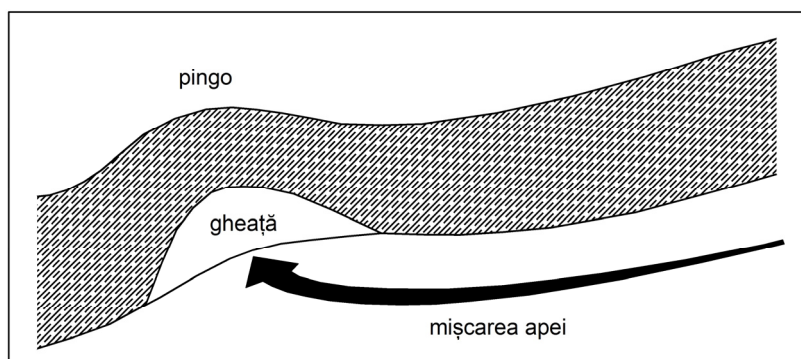


Fig. 14. 13. Pingo deschis (Sugden, 1982, citat de Chorley et al., 1984, p. 496)

Pingo în sistem deschis este caracteristic regiunilor cu permafrost discontinuu, unde se formează pe fondul degradării acestuia. Geneză lui are loc prin înghețul apelor freatice aflate sub presiune sau a apelor libere, care pătrund în substrat și circulă sub permafrostul discontinuu subțire, spre baza versanților (fig. 14. 13), cauză pentru care acest tip se întâlnește la baza versanților și la contactul acestora cu fundul văilor (Rădoane et al., 2001). După autori citați, într-o primă fază, la baza versanților, prin înghețarea apelor freatice, se va genera un sâmbure de gheață

care va migra spre suprafață din cauza presiunii hidrostatice, formând o movilă de dimensiuni diferite, în funcție de condițiile locale.

După topirea corpurilor de gheață din substrat are loc transformarea movei într-o depresiune, delimitată de un taluz care s-a format prin deplasarea laterală a substratului, din cauza creșterii sâmburelui de gheață.

14.2.1.5. Palsas-urile

Analizate sub aspect morfologic ele sunt movele circulare sau alungite, care se formează în turbării, din cauza prezenței gheții de segregatie (Rădoane et al., 2001). Chiar dacă ele sunt caracteristice regiunilor cu permafrost discontinuu se deosebesc de pingo prin existența cuverturii organice și a gheții de segregatie din substrat (fig. 14. 14).

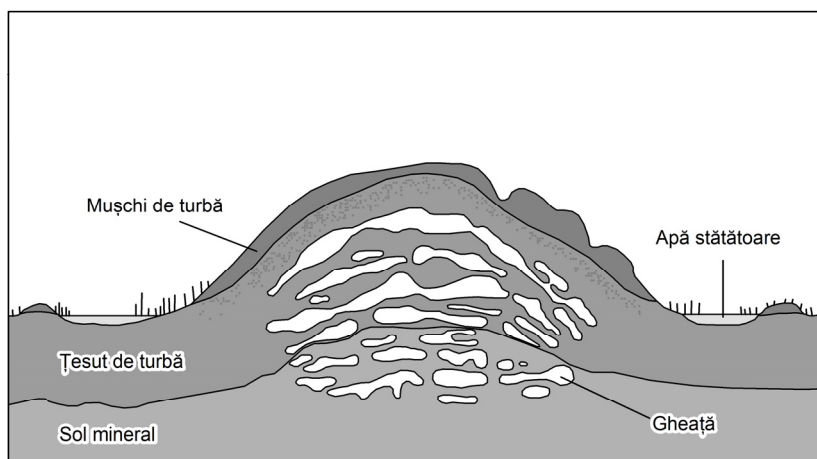


Fig. 11. 14. Structura unui palsas (după <http://polarpedia.eu/en/palsa/>)

14.2.1.6. Termocarstul

Se formează în urma proceselor cryocarstice, care provoacă coborârea suprafeței terenului, din cauza schimbării condițiilor termice din substrat și a topirii gheții de la partea superioară a permafrostului (Rădoane et al., 2001). Se consideră că unul dintre efectele schimbării condițiilor termice, de la nivelul permafrostului, este prezența termocarstului, proces care conduce la subsidența terenurilor, la a căror parte superioară se formează un strat activ, a cărui dinamică variază spațial (Slaymaker and Kelly, 2007; French, 2007). Din cauza termocarstului se formează denivelări ale terenului, care sunt cunoscute sub denumirea de microdepresiuni periglaciare.

Geneza lor este strâns legată de prezența lentilelor de gheață din pergisol, care o dată cu deteriorarea și îndepărtarea molisolului, ajung în condiții subaerene și se topesc. În locul lor se formează depresiuni concave, în care se adună apoi apa.

Depresiunile formate în acest mod sunt denumite **termodepresiuni**, iar lacurile din cadrul lor **termolacuri** (fig. 11. 15) sau lacuri de topire (thaw lakes), care au adâncimi de până la 5 m și lățimi care rareori depășesc 2 km (Rădoane et al., 2001). Forma lor inițială se menține doar câteva sute de ani, întrucât se colmatează treptat și se transformă în turbării.

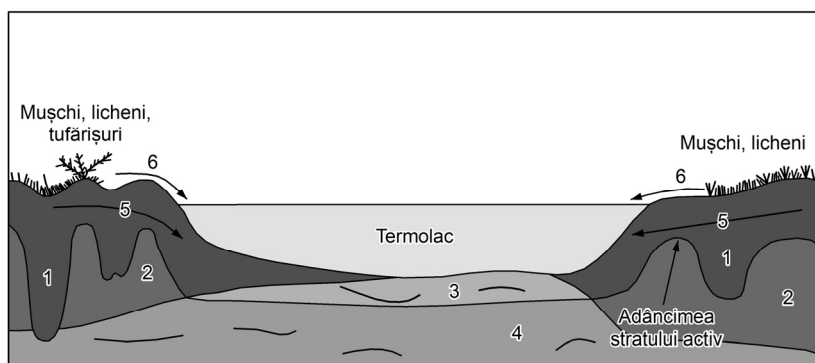


Fig. 11. 15. Termolac: 1 – Strat activ (decongelat sezonier) al depozitului de turbă; 2 – turbă permanent înghețată; 3 – strat din nisip și argilă care se dezgheață sezonier; 4 – strat de nisip și argilă permanent înghețate; 5 – fluxul de suprafață în timpul primăverii; 6 – fluxul în suprapermafrost în timpul verii (Manasyrov et al., 2017, p. 246)

Alături de termodepresiuni procesele termocarstice generează și următoarele forme de relief: termonișe, termocircuri, alas-uri, baidjaraș-uri, văi de tip alas etc.

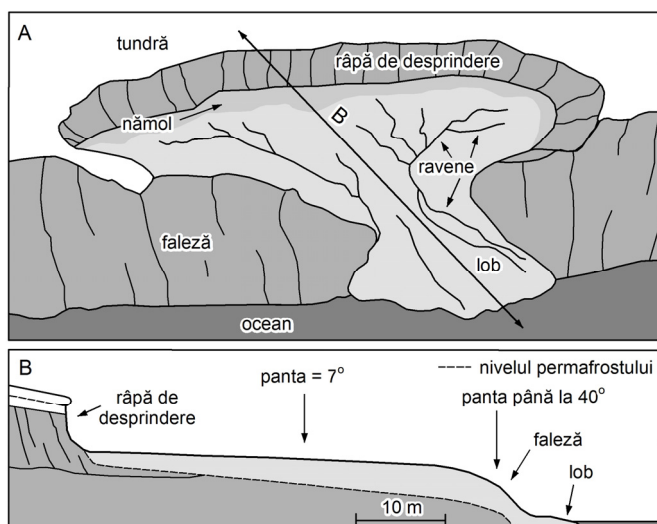


Fig. 11. 16. Schema conceptuală a formării unei termonișe în plan (A) și în secțiune (B) (după Lantuit and Polard, 2005, p. 415)

Termonișele (thaw slumps) reprezintă cavități de formă semicirculară (orientate spre aval, dacă sunt prezente pe versanți) formate datorită dezvelirii unor

mase de gheață, care apoi se dezgheață (Rădoane et al., 2001). Ajungerea la zi a gheții din substrat poate avea loc datorită eroziunii laterale a râurilor sau din cauza deplasărilor în masă care se produc pe versanți (fig. 11. 16). În sezonul estival, din cauza dezghețului, are loc o supraumectare a materialelor care ocupă masa de gheață fapt care favorizează deplasări de tipul curgerilor de noroi sau solifluxiunilor. Topirea sâmburilor de gheață generează termonișe, caracterizate de abrupturi de obârșie ce pot depăși 8 m înălțime, care se retrag cu o rată de până la 7 m/an (Rădoane et al., 2001).

Termocircurile (thermocirques) reprezintă termonișe de mari dimensiuni, care se formează când în procesul de retragere a versanților sunt intersectate pene de gheață (Rădoane et al., 2001). Din cauza topirii poligoanelor intersectate de penele de gheață rezultă o rețea de canale liniare sau poligonale (fig. 11. 17), asemănătoare văilor, care înconjoară o înălțime centrală (Rădoane et al., 2001).

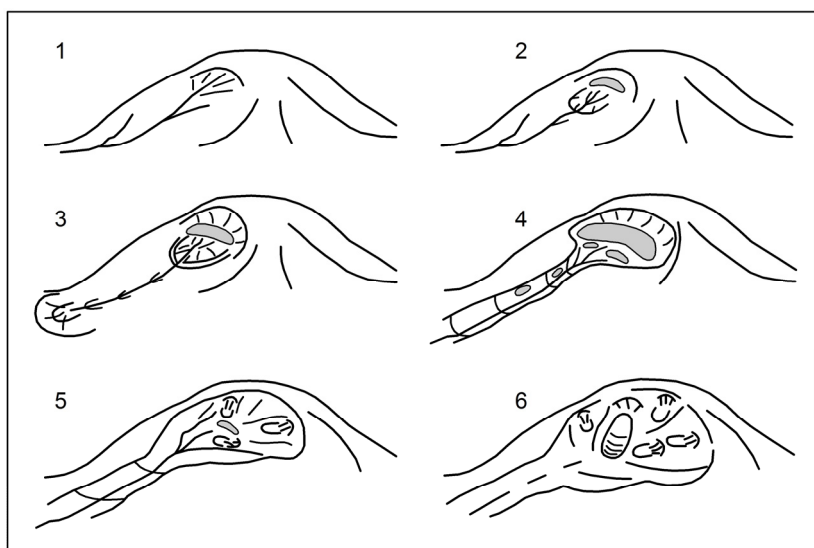


Fig. 11. 17. Evoluția termocircului într-un circ de alunecare: 1 – coborârea inițială a suprafeței; 2 – expunerea inițială a masivului de gheață din sol; 3 – expansiunea procesului de alunecare, creșterea suprafeței de gheață expusă; 4 – lărgirea și adâncirea concavităților; 5 – îngroparea concavităților cu materiale alunecate în timpul dezghețului masivului de gheață; 6 – stingerea termodenudației prin dezghețarea completă a masivului de gheață sau prin acoperirea lui de către masele alunecate (Leibman et al., 2014, p. 150)

Alas-urile sunt termodepresiuni de dimensiuni mari (3 – 40 m adâncime, 100 – 150 km lățime), formate în urma variațiilor climatice care determină degradarea permafrostului (Rădoane et al., 2001). Modificarea condițiilor climatice poate avea ca efect degradarea permafrostului, fenomen ce conduce la coborârea suprafeței terenului, apariția lacurilor și chiar a pingo-urilor (fig. 6. 18). În faza incipientă a degradării permafrostului se formează movile acoperite cu vegetație numite

baidjarakh-uri, înconjurate de porțiuni mai joase, corespunzătoare penelor de gheață (Rădoane et al., 2001).

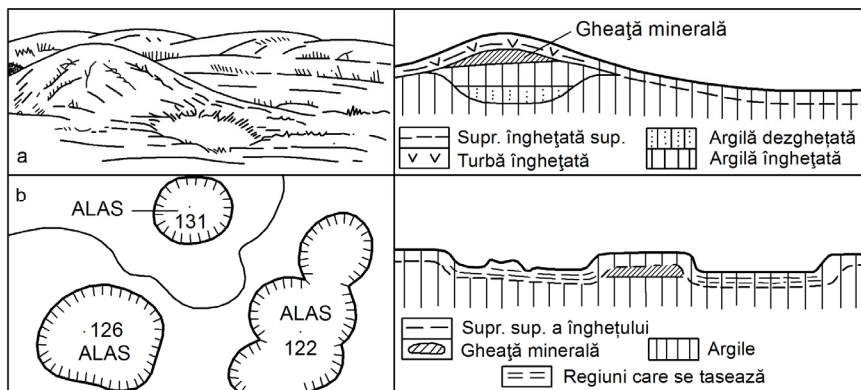


Fig. 11. 18. Forme de relief termo-carstic: a – hidrolacolit; b – alas; în dreapta profiluri transversale (Coteț, 1971, p. 316)

Văile de tip alas rezultă prin fuzionarea alas-urilor individuale; pot ajunge la lungimi de ordinul kilometrilor și sunt specifice pentru Iakuția centrală. Pe baza morfologiei terenului, rămasă din timpul Pleistocenului, se estimează că 40 – 50 % din suprafața acestei regiuni a fost ocupată de astfel de forme de relief (Rădoane et al., 2001).

14.2.1.7. Involuțiile

Se evidențiază prin desenul variat, cu aspect de ondulări, ce afectează depozitele nisipoase, pietrișurile, luturile, marnele și argilele (Mac, 1976). După autorul citat, comportarea neuniformă la îngheț, conduce la apariția tensiunilor în depozite ceea ce determină formarea involuțiilor (fig. 11. 19). În același timp, pentru diversificarea configurației involuțiilor, un rol important îl are mecanismul de vehiculare a apei, care fiind neuniform distribuită la dezgheț determină tensiuni inegale (Mac, 1976).

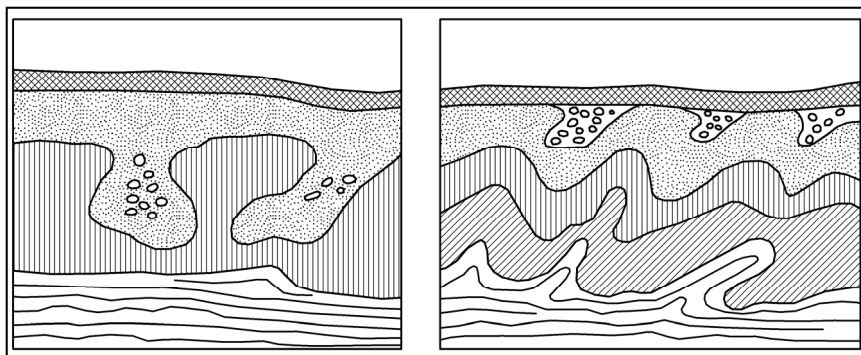


Fig. 11. 19. Involuții (Posea et al., 1976, p. 419)

14.2.1.8. Pavajele periglaciare

Întrunesc condiții de formare în regiunile cu permafrost, când molisolul, datorită proprietăților sale tixotropice, determină așezarea pe lat a lespezilor (Urdea, 2000).

Variațiile de temperatură au un rol important în geneza lor, deoarece determină apariția unor cupluri de forțe orizontale, care împreună cu elevația periglaciara, provocată de gheața interstițială, contribuie la o astfel de așezare a lespezilor (Bertouille, 1973, citat de Urdea, 2000).

14.2.1.9. Câmpurile de blocuri

Se formează ca urmare a dezagregării rocilor in situ, din cauza îngheț-dezghețului și a proceselor de elevație periglaciara (frost having) asupra rocilor fisurate din substrat (Rădoane et al., 2001). Câmpurile de blocuri se mai numesc și mări de pietre. În situațiile în care acoperă în întregime suprafețe înclinate se ajunge la formarea versanților de gelifracțe.

Suprafețele de teren aferente câmpurilor de blocuri au o pantă redusă, care ajunge doar până la 5 – 7°, și sunt acoperite cu gelifracțe angulare de mari dimensiuni, dispuse haotic (Urdea, 2000). Câmpurile de blocuri se întâlnesc pe interfluvii și la partea inferioară a văilor și a circurilor glaciare, lipsite de ghețari.

14.2.2. Formele de relief periglaciara de versant

La geneza lor, alături de procesele tipic periglaciare, așa cum este îngheț-dezghețul, participă și alte procese geomorfologice, dintre care se remarcă cele de transport pe suprafețe înclinate. În categoria lor se includ: formele datorate solifluxiunii, grohotișurile, câmpurile de pietre, râurile de pietre, blocurile glisante, ghețarii de pietre, formele de nivație și depozitele de versant stratificate.

14.2.2.1. Formele de relief generate de solifluxiune

Denumită și gelifluxiune, ea reprezintă deplasarea materialelor dezghețate și îmbibate cu apă, pe suprafețe înclinate, care au la bază un substrat coerent sau înghețat (Mac, 1996).

Cele mai întâlnite forme de relief generate de solifluxiune sunt următoarele (Rădoane et al., 2001):

- **pânzele de solifluxiune** (gelifluctions sheets) sunt de forma unor suprafețe aproape netede, care au o declivitate mai mică de 10°; fruntea lor are aspectul unei trepte mai puțin evidentă decât în cazul teraselor de solifluxiune (fig. 11. 20);

- **terasele de solifluxiune** (gelifluction benches) se formează în urma dezghețului suprafeței versantului, sub formă de fâșii transversale, fapt ce explică lungimile lor de zeci de metri și lățimile reduse de doar 1 – 2 m; se generează mai ales pe suprafețe cu declivități de 15° (fig. 11. 20);

- **lobii de solifluxiune** (gelifluction lobes) se prezintă sub forma unor limbi alungite, care se formează pe versanți cu valori ale pantei cuprinse între 10 și 20°; au lățimi de 30 – 50 m (fig. 11. 20);

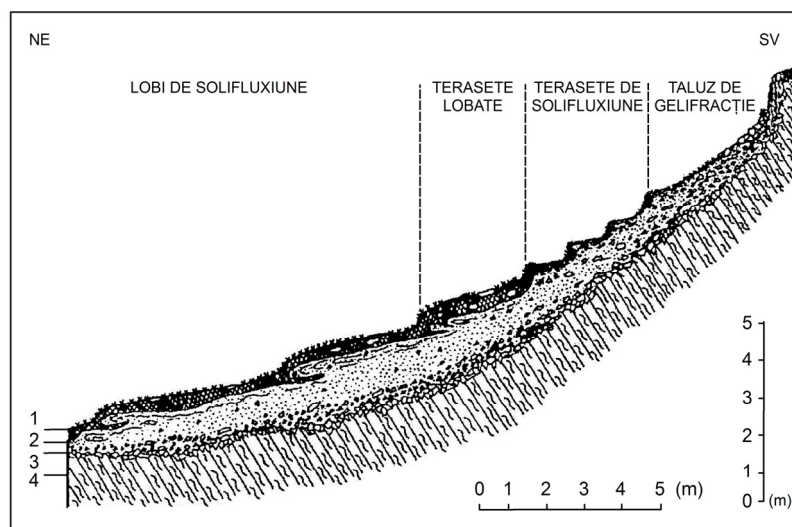


Fig. 11. 20. Microforme solifluxionale pe versantul nordic al Muntelui Drăgșanu:
1 – sol humico-sialitic; 2 – orizont nisipo-lutos cu sfărâmaturi; 3 – regolit; 4 – șisturi cloritoase (Urdea, 2000, p. 181)

- **râurile de solifluxiune** (gelifluction streams) sunt lobi de solifluxiune mai alungați, a căror frunte are o înălțime cuprinsă între 1 și 6 m.

Depozitele formate în urma solifluxiunii sunt de obicei slab sortate, clastele angulare fiind de obicei orientate cu axa mare paralel cu direcția mișcării, putându-se observa cel mult o stratificație incipientă (Rădoane et al., 2001).

14.2.2.2. Grohotișurile

Acestea sunt consecința dezagregării rocilor, ce intră în componența versanților și abrupturilor, din cauza îngheț-dezghețului. Fragmentele de rocă rezultate, denumite gelifRACTE se desprind și se rostogolesc, pe suprafețele înclinate, pentru a se acumula sub formă de **conuri** și **pânze de grohotiș**.

Suprafața ocupată de acestea, precum și calibrul gelifRACTELOR, sunt strâns legate de: tipul de rocă, structura geologică și condițiile climatice, cele care impun ritmul și intensitatea ciclurilor gelive. În cadrul conurilor și pânzelor de grohotiș

gelifractele sunt aranjate în funcție de dimensiune și formă, de relieful preexistent și de morfologia de ansamblu, pe care acestea o primesc pe măsură ce se dezvoltă. Prin participarea forței de gravitație fragmentele de rocă de dimensiuni mai mari ajung până la partea inferioară a grohotișurilor, unde sunt dispuse marginal, iar cele mai fine rămân la partea superioară (Rădoane et al., 2001).

14.2.2.3. Râurile de pietre

Acestea se formează prin canalizarea gelifractelor de-a lungul unor jgheaburi (fig. 11. 21) (Mac, 1976). În România ele se întâlnesc în Munții Retezat, Părang, Făgăraș etc. De exemplu, în Munții Retezat râuri de pietre s-au format la altitudini de peste 1.800 m, pe versanți cu înclinări de până la 40°, unde se prezintă sub forma unor benzi mai mult sau mai puțin paralele, cu lungimi și lățimi variabile, de obicei cu valori de 25 – 150 m, respectiv 3 – 25 m, dispuse aproximativ perpendicular pe curbele de nivel (Urdea, 2000). După autorul citat, gelifractele din componența râurilor de pietre sunt orientate preponderent cu axa mare în sensul pantei și cu partea din față în sus, ceea ce atestă o mișcare a acestora, din cauza rock creep-ului.

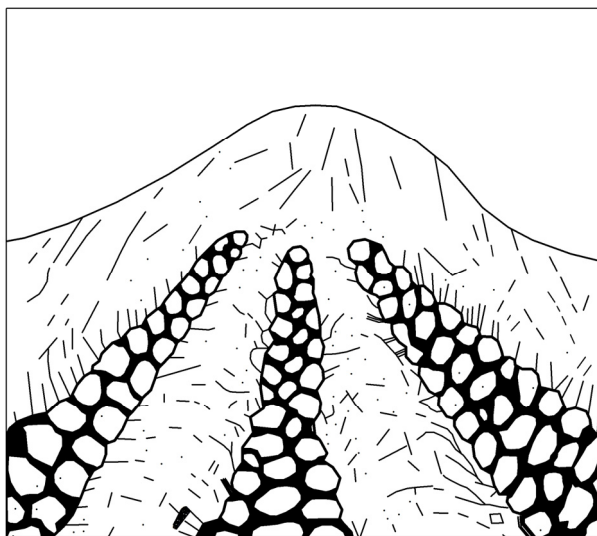


Fig. 11. 21. Râuri de pietre (Mac, 1976, p. 324)

14.2.2.4. Blocurile glisante

Un caz aparte îl reprezintă fragmentele de rocă, de mari dimensiuni, care se deplasează lent și intermitent pe versanți, de unde și denumirea de blocuri glisante (fig. 11. 22). Din cauza propriei greutate, în timpul dezghețului, ele se deplasează gravitațional, formând în urma lor un culoar, în timp ce în fața lor se acumulează

materiale heterogene sub formă de val (Mac, 1976). Pentru desemnarea lor se folosește și denumirea de blocuri reptante.

Dintre cauzele care stau la baza deplasării blocurilor glisante se remarcă: variațiile de temperatură care provoacă expansiunea și contracția, ridicările de tip *pipkrake* și *frost having* datorate înghețului, acumularea de apă și/sau zăpadă în spatele blocului de rocă, forța de gravitație – afirmarea ei depinde de valoare pantei (Urdea, 2000).

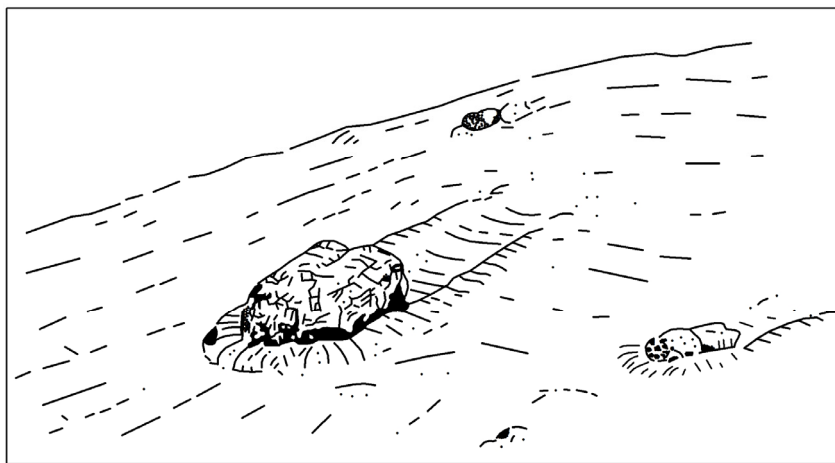


Fig. 11. 22. Blocuri sau pietre glisante (Niculescu, 1965, p. 276)

14.2.2.5. Ghetarii de pietre

Aceștia sunt acumulări de gelifRACTE de mari dimensiuni, care au formă de lob, limbă sau spatulă, net detașate de formele de relief înconjurătoare, și a căror dinamică este dictată de existența gheții interstițiale (Urdea, 2000; French, 2007). Ghetarii de pietre sunt alcătuiți din gelifRACTE amestecate, de cele mai multe ori, cu zăpadă și gheață.

Evoluția și dimensiunile ghetarilor de pietre sunt influențate de înălțimea și suprafața versanților ce domină zona de alimentare (Urdea, 2000). După sursa citată, morfologia de detaliu a ghetarilor de pietre se evidențiază prin existența valurilor și brazdelor longitudinale și transversale, dispuse arcuit în sensul deplasării și separate de microdepresiuni alungite, ovale sau arcuite.

Mecanismul deplasării sau al curgerii ghetarilor de pietre este unul complex, având la bază procese tipic periglaciare și chiar glaciare (Haeberli, 1985, citat de Urdea, 2000), care implică curgerea fluidelor, curgerea granulară a maselor de roci, crăparea retrogradă a gelifRACTELOR, lubrifierea prin strat de aer și apă (Johnson, 1984, citat de Urdea, 2000).

Ghetarii de pietre (rock glaciers) se pot clasifica după următoarele criterii (Rădoane et al., 2001):

- după aspectul în plan: sub formă de limbă și sub formă de lob;

- după prezența sau absența gheții în interiorul masei de gelifracțe: ghețari de pietre activi și inactivi sau fosili.

Ghețarii de pietre sub formă de limbă s-au format în văi glaciare, de cele mai multe ori la limita cu circurile glaciare, după terminarea glaciațiunii. Lungimea lor poate ajunge la peste 1 km, iar lățimea este de ordinul sutelor de metri. Diferența de nivel de la partea inferioară a acestora poate depăși 100 m, pe fondul unei declivități de 35 – 45° (Rădoane et al., 2001).

Cei sub formă de lob sunt de dimensiuni mai reduse, fiind localizați pe versanți prevăzuți cu secțiuni mai abrupte, care furnizează gelifracțe de la partea lor superioară (Rădoane et al., 2001).

Analizați în detaliu, pe suprafața ghețarilor de pietre se pot vedea șanțuri, microdepresiuni și creste asemănătoare cu cele formate pe ghețarii de gheață (Janke et al., 2013). Ele se formează ca urmare a dinamicii gheții interstițiale și atestă că ghețarul de pietre este încă activ.

Ghețarii de pietre activi se întâlnesc în regiunile polare și subpolare, precum și în munții suficient de înalți, care să ofere condiții periglaciare, de la latitudini medii. Grosimea lor variază între 15 și 50 m, iar rata de mișcare este de ordinul centimetrilor, până la câțiva metri pe an (Rădoane et al., 2001). Dinamica ghețarilor de pietre este influențată de cea a gheții interstițiale (prezență în golurile dintre gelifracțe, precum și de sămburii de gheață rămași de la un fost ghețar), de firn și de ape provenite din ploile care cad în sezonul cald, care prin infiltrate supraumectează depozitele (fig. 11. 23).

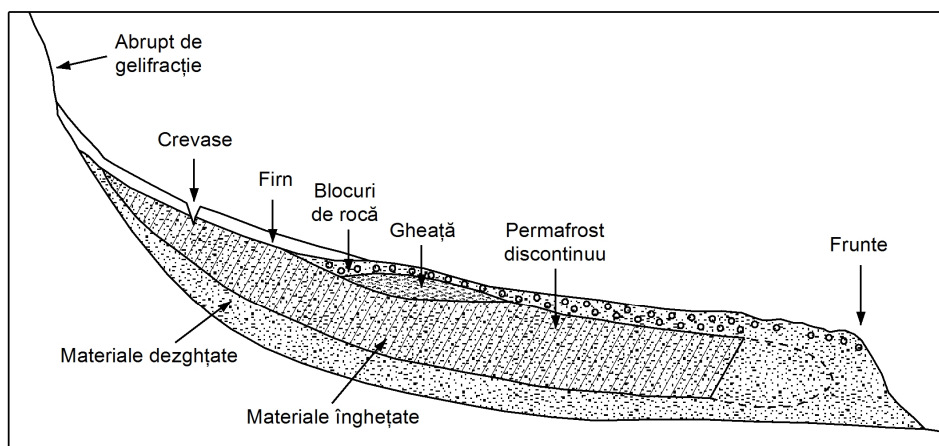


Fig. 11. 23. Profil longitudinal printr-un ghețar de pietre
(Campy și Macaire, 1989, citați de Rădoane et al., 2001, p. 245)

Ghețarii de pietre inactivi sau fosili sunt prezenți mai ales în etajul periglaci

14.2.2.6. Formele de nivație

După cum le spune și denumirea ele se formează în urma deplasării zăpezii pe versanți și apoi a acumulării ei la partea lor inferioară. Efectul interacțiunii dintre masele de zăpadă și substratul geologic este reprezentat de o redistribuire a gelifractelor și a materialelor existente pe suprafețele înclinate de tipul versanților.

Cele mai întâlnite forme de relief generate pe această cale sunt reprezentate de: culoarele de avalanșă, semipâlniile nivale, circurile nivale, nișele de nivație și potcoavele sau morenele nivale.

Culoarele de avalanșe se formează pe versanți înclinați, din cauza acumulării și deplasării zăpezii prin alunecare, conform pantei, pe aceleași trasee (fig. 11. 24 A). Acestea au forma unor jgheaburi cu profil transversal îngust sau în V, cu adâncimi de 8 – 10 m și lungimi de peste 500, așa cum sunt, de exemplu, cele din Munții Retezat (Urdea, 2000).

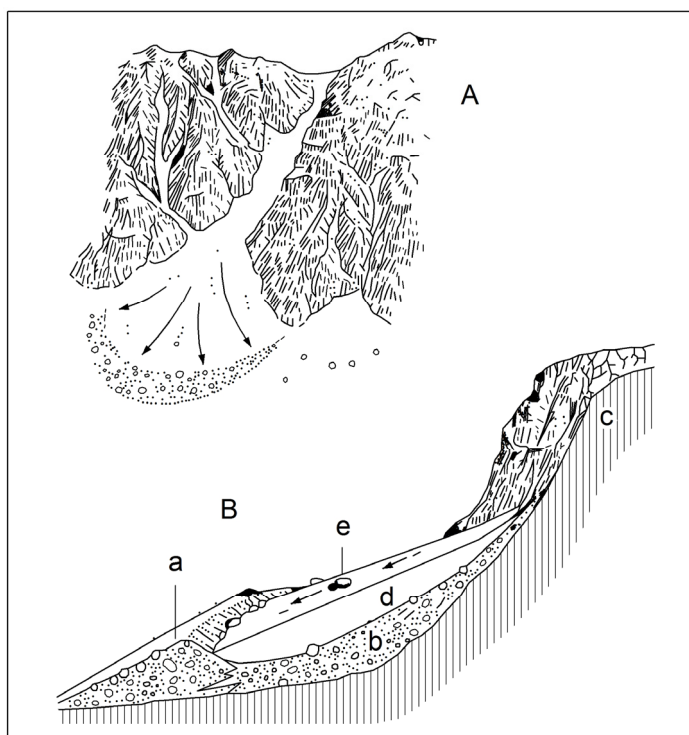


Fig. 11. 24. Formarea potcoavelor nivale la partea inferioară a culoarelor de avalanșă (A); secțiune printr-o potcoavă și nișă nivală (B): a – potcoavă nivală; b – grohotiș; c – zona de desprindere a materialului dezagregat; d – lentilă de zăpadă; e – pietre care alunecă pe zăpadă (Niculescu, 1965, p. 248)

Urmărite sub aspectul configurației în plan culoarele de avalanșe pot fi simple sau complexe. Culoarele simple formează o rețea paralelă, ce disecă versantul pe

întreaga lui lungime, pe linia de cea mai mare pantă; la rândul lor, cele complexe au forma unui jgheab principal, bine conturat la partea inferioară, în timp ce la partea superioară se aseamănă cu un bazin torențial, sub formă de pâlnie, formă dată de dispoziția în evantai a unor jgheaburi mai mici, întregul ansamblu având aspect dendritic (Urdea, 2000).

În sezonul estival modelarea culoarelor de avalanșă este continuată de către scurgerea apei provenită de la ploile torențiale. Se continuă astfel adâncirea și uneori chiar ramificarea lor, fapt care conduce la fragmentarea suprafețelor pe care se formează.

Dintre grupele Munților Carpați în care s-au format numeroase culoare de avalanșe se pot menționa: Făgăraș, Retezat, Parâng, Godeanu, Piatra Craiului, Iezer-Păpușa, Bucegi, Rodnei, Căliman etc. Cele mai active dintre acestea fac legătura între golul alpin și partea inferioară a versanților, fragmentând pădurile de conifere.

Semipâlniile nivale se formează mai ales la partea superioară a culoarelor de avalanșă, prin adâncirea mai puternică a acestora în sectorul lor axial, de unde și forma de pâlnii cu vârful în jos secționat în lungul axei lor (Urdea, 2000). La sculptarea lor participă și apele de topire, precum și cele care provin din precipitațiile cazute sub formă de ploaie. Spre exemplificare pot fi menționate cele de pe partea estică a vârfurilor Peleaga, Păpușa și Slăveiu, din Munții Retezat.

Dezvoltarea pâlniilor nivale, pe măsură ce climatul devine mai riguros, poate conduce la formarea **circurilor nivale** sau chiar glacio-nivale. Ele sunt asemănătoare cu cele glaciare, cu toate că nu au versanți abrupti și sunt de obicei lipsite de praguri.

Nișele de nivație reprezintă scobituri aproximativ semicirculare, poziționate în unitatea de racord a unui versant cu suprafața rotunjită sau netedă a unui interfluvii, acolo unde se întrunesc condiții acumulării unor mari cantități de zăpadă (fig. 11. 24 B), care se pot transforma uneori în firn (Urdea, 2000). Acestea sunt delimitate de pereți destul de abrupti, partea lor inferioară fiind puternic înclinată și fără contrapante, similar situației din circurile glacio-nivale (Urdea, 2000).

Dacă zăpada stagnează pe interfluvii, platouri sau suprafețe de nivelare, în aceleași locuri în fiecare an, prin presiunea pe care o exercită și prin prezența apei rezultată în urma topirii se formează **depresiuni de nivație** sau nivale. În Munții Carpați ele pot fi observate în următoarele grupe: Godeanu, Retezat, Făgăraș, Parâng, Bucegi etc.

Morenele nivale constituie rezultatul evacuării materialelor dezagregate, o dată cu deplasarea zăpezii, sub formă de avalanșă, și acumularea lor la partea inferioară a versanților (Mac, 1976). Gelifracțele depozitate la partea inferioară a acumulării de zăpadă, primesc forma unui arc de cerc, motiv pentru care sunt denumite și **potcoave nivale** (fig. 11. 24 B).

14.2.2.7. Depozitele de versant stratificate

Se formează în urma conlucrării proceselor de gelifracție, gelifluxiune, fluvio-denudaționale, precum și a celor eoliene (Rădoane et al., 2001). Cele mai întâlnite forme de relief din categoria acestora sunt reprezentate de grêzes-litées-urile și depozitele de versant ritmic stratificate.

Grêzes-litées-urile se dezvoltă la baza versanților cu valori reduse ale înclinării, având în componență o succesiune de strate fine și grosiere cimentate; grosimea unui strat variază între 15 și 25 cm (fig. 11. 25). Pentru aceste succesiuni de strate se folosește și denumirea de rostogoliri ordonate (Posea et al., 1976). Sub aspect litologic materialele care intră în alcătuirea grêzes-litées-urilor aparțin unor substrate calcaroase (Urdea, 2000).

Pentru explicarea genezei lor se utilizează două ipoteze (Rădoane et al., 2001):

- **ipoteza crinivală** presupune că formarea strater succesive este rezultatul șiroirilor pe un substrat înghețat după topirea zăpezii; alternanța strater cu diverse granulometrii se datorează aportului diferențiat de materiale;

- **ipoteza acțiunii conjugate a proceselor de solifluxiune și a celor de scurgere** are la bază premisa că benzile cu materiale mai fine sunt rezultatul solifluxiunii (cu mențiunea că ele pot fi îmbogățite, la partea superioară, cu materiale argiloase, din cauza denudării peliculare și a scurgerii prin curenți concentrați), iar stratele mai grosiere se dezvoltă în urma spălării și evacuării elementelor mai fine.

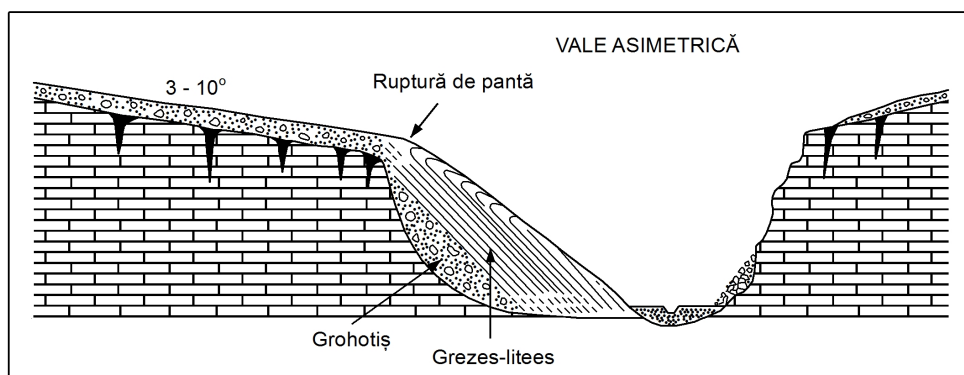


Fig. 11. 25. Poziția grêzes-litées-urilor în cadrul reliefului periglaciara (Campy și Macaire, 1989, citați de Rădoane et al., 2001, p. 246)

Depozitele de versant ritmic stratificate (litage periodique) se disting de grêzes-litées prin faptul că sunt mai grosiere și necimentate. Când permafrostul este foarte aproape de suprafață se dezvoltă la partea inferioară a versanților, ceea ce face ca materialele acumulate recent să fie protejate împotriva îndepărtării totale (Rădoane et al., 2001). După autorii citați, formarea lor este pusă pe seama

solifluxiunii, a scurgerii apelor în suprafață și a vântului; de cele mai multe ori apar sub forma unor glacisuri de acumulare, compuse dintr-o alternanță de strate.

14.2.3. Formele de relief periglaciara poligenetice

Ele sunt rezultatul unei evoluții îndelungate a substratului, sub influența condițiilor din domeniul de modelare periglaciara. În categoria lor se includ: văile asimetrice periglaciara, terasele de crioplaneție și criopedimentele.

14.2.3.1. Văile asimetrice periglaciara

Se generează pe fondul unei evoluții diferite a versanților cu expoziție sudică și nordică. De exemplu, versanții orientați spre sud fiind supuși unui număr mai mare de cicluri de îngheț-dezghet, vor fi afectați de diverse procese de deplasare în masă, care prin acumulare la baza lor determină o reducere a înclinării lor și o creștere a lungimii (French, 2007). În comparație cu aceștia, cei orientați spre nord, fiind umbriți chiar și în timpul verii, conservă permafrostul, ceea ce conduce la stabilitatea substratului și prezența unor suprafețe mai înclinate.

O contribuție semnificativă, la geneza și menținerea văilor asimetrice periglaciara, o au vânturile regulate, întrucât favorizează acumularea zăpezii în cantități mari pe versanții adăpostiți (Rădoane et al., 2001).

14.2.3.2. Terasele de crioplaneție

Terasele de altiplaneție sau terasele goletz, așa cum mai sunt ele numite, reprezintă suprafețe cu înclinări reduse, care se formează la partea superioară a versanților, din cauza retragerii abrupturilor pe fondul repetării proceselor de îngheț-dezghet (fig. 11. 26). În același timp ele sunt și rezultatul modelării selective a unor versanți, cu declivitate redusă, alcătuiți din roci cu grade diferite de duritate (Mac, 1976).

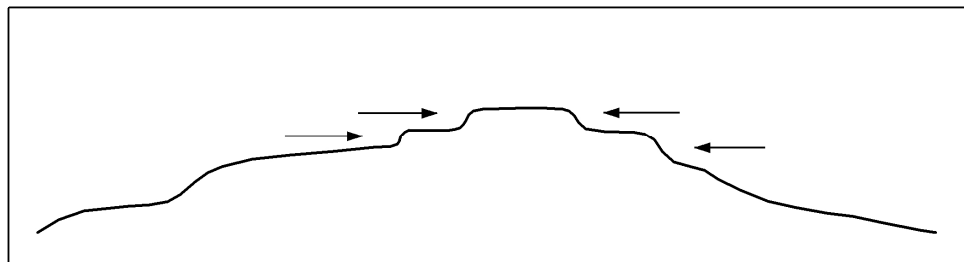


Fig. 11. 26. Terase de crioplaneție (Summerfield, 2013, p. 309)

14.2.3.3. Criopedimentele

Sunt asemănătoare cu terasele de crioplaneție, de care se deosebesc prin faptul că se formează la baza versanților (Rădoane et al., 2001). Pe lângă condițiile morfogenetice din domeniul periglaciuar o contribuție semnificativă la geneza lor o are roca și structura. Criopedimente extinse se formează în condițiile în care predominante sunt rocile cu grade diferite de gelivitate dispuse în strate orizontale.

Podurile sau platformele criopedimentelor prezintă lățimi care variază de la 10 m la 2 km, putând ajunge uneori și la 10 km, în timp ce altitudinea relativă a taluzurilor ajunge la 70 m, în condițiile unor valori ale înclinării de 30° sau chiar mai mult (când sunt acoperite de gelifracțe) și aproape 90°, când este expusă roca in situ (Rădoane et al., 2001).

Concluzii. Relieful periglaciuar se formează atât la marginea regiunilor glaciare latitudinale, cât și în munții înalți din zona caldă și temperată. Domeniul periglaciuar de modelare având caracteristici climatice proprii (temperaturi medii multianuale negative, îngheț-dezgheț, cantități reduse de precipitații sub formă de zăpadă etc.), favorizează manifestarea unor procese geomorfologice în urma cărora rezultă forme de relief specifice locurilor reci și aride. Este vorba de înghețuri intense în timpul iernii, pe fondul unui strat nu foarte gros de zăpadă, la care se adaugă dezghețul din timpul verii, care afectează solul și partea superioară a substratului geologic, în lipsa stratului de zăpadă.

O atenție deosebită trebuie acordată activităților antropice din domeniul periglaciuar și proceselor de încălzire globală. Considerate împreună ele conduc la degradarea permafrostului și la extinderea suprafețelor cu termocarst; acest lucru este favorizat de faptul că multe caracteristici periglaciare actuale sunt vestigii ale condițiilor reci din timpul epocilor glaciare cuaternare (Huggett, 2017).

Toate acestea demonstrează că este vorba de un domeniul de modelare complex, care contribuie în manieră proprie la modelarea substratului geologic și la complicarea aspectului părții exterioare a scoarței terestre.

CAPITOLUL 15

PROCESELE GEOMORFOLOGICE ȘI RELIEFUL EOLIAN

Un alt agent geomorfologic, care prin dinamica lui conduce la geneza unor forme de relief distincte, este reprezentat de către vânt, ca rezultat al existenței atmosferei terestre. Contribuția ei la geneza formelor de relief are loc astfel atât indirect, prin simpla prezență peste tot a aerului și a impurităților care îl însoțesc, cât și direct prin mișcarea ei sub formă de vânt și curenți de aer.

Agentul eolian. Modelarea scoarței terestre de către acesta se desfășoară în funcție de dinamica lui, precum și de caracteristicile suprafeței pe care el își consumă energia. Agentul eolian își face simțită prezența prin intermediul vântului, el fiind astfel cel mai dinamic și puternic dintre agenții geomorfologici (Huggett, 2017), fapt dovedit de viteza și direcția sa de bătaie, care prezintă mari variații, de unde și caracterul pulsatoriu a acțiunii vântului. Merită amintit că, forța de lovire a vântului variază de la câteva kg/m^2 , dacă viteza este redusă, la 95 kg/m^2 , atunci când viteza vântului de 28 m/s sau chiar 400 kg/m^2 , la o viteză de 45 m/s (Josan et al., 1996).

Însemnătatea vântului ca agent geomorfologic este dovedită prin relieful a peste 30% din suprafața uscatului Terrei (Grecu și Palmentola, 2003), care este rezultatul proceselor specifice de eroziune, transport și acumulare.

Principalele caracteristici ale vântului sunt următoarele (Mac, 1976; Grecu și Palmentola, 2003):

- vântul are o manifestare universală, de la nivelul mării până pe cei mai înalți munți; el acționează și pe suprafața mărilor și oceanelor, unde cu toate că nu creează un relief specific, imprimă acestor ape o dinamică specifică;
- acționează ritmic și pulsatoriu, de la adieri ușoare la rafale foarte puternice, dar cu intensități diferite, de unde și caracterul de agent selectiv în timp și spațiu;
- vântul nu acționează ca un curent îngust, la fel ca un râu, ci pe un teritoriu extins, de unde și atributul agent denudator cu acțiune areală;
- acționează în funcție de condițiile locale și generale ale distribuției presiunii atmosferice, de condițiile locale și regionale impuse de relieful preexistent, de raporturile dintre uscat și apă;
- are un caracter selectiv, dat de densitatea redusă a aerului, care, atunci când condițiile energetice îi permit, transportă doar particule mici și numai dacă ele se desprind ușor de pe substrat;
- se caracterizează prin multidirecționalitate, ea semnificând faptul că aerul se mișcă în toate direcțiile, inclusiv de jos în sus, atât de neobișnuit pentru suprafața terestră, unde majoritatea proceselor sunt supuse gravitației.

Chiar dacă masele de aer își fac simțită prezența, prin dinamica lor, pe întreaga suprafață de uscat a Terrei, relieful eolian se va genera în regiunile în care direcția și intensitatea vântului sunt mai constante și mai îndelungate (Bierman și Montgomery, 2013).

Un rol important, în geneza reliefului eolian, îl au caracteristicile suprafețelor de teren, cu care vântul interacționează. Acestea contribuie pe de o parte la stimularea acțiunii vântului, iar pe de alta determină frânarea ori anihilarea acțiunii acestuia. În acest context acțiunea vântului va fi mai eficientă în teritoriile cu asperități, în cele cu un substrat geologic și sol lipsit de vegetație, precum și degradat de alte procese geomorfologice. Suprafețe extinse, cu astfel de trăsături există în climatele aride și semiaride (calde sau reci), unde substratul nu este fixat nici de umezeală, nici de vegetație (Mac, 1976). Se evidențiază în acest sens deșerturile calde din Africa, Australia, America, precum și cele reci din centrul Asiei.

Pornind de la realitățile morfogenetice din domeniul eolian a fost formulată următoarea lege de bază a modelării prin intermediul vântului: „*relieful eolian este cu atât mai bine dezvoltat cu cât direcția și intensitatea vânturilor sunt mai constante și mai îndelungate, și cu cât lipsa de precipitații este mai mare*” (Coteț, 1971, p. 296).

La fel ca în cazul celorlalți agenți geomorfologici, nici cel eolian nu acționează singur, ci în împreună cu alți agenți existenți în teritoriilor aride și semiaride, precum și în cele lipsite de vegetație din climatele subpolare, temperat continentale, tropicale și subtropicale, fie că este vorba de plajele mărilor sau lacurilor, fie de luncile largi și nisipoase ale unor fluvii, fie de câmpuri agricole afectate de eroziune. În același timp, eficacitatea morfogenetică a vântului crește o dată cu intensificarea temporo-spațială a proceselor de meteorizație (dezagregare și alterare), deoarece ele pregătesc substratul pentru activitatea eoliană (Mac, 1986).

Randamentul agentului eolian, din regiunile deșertice și semideșertice sau aride și semiaride, a condus la un moment dat la separarea unui domeniu de modelare deșertic, bazat pe procesele eoliene, dar și pe altele, cum ar fi cele de meteorizație, fluviale, de pe versanți (denudație peliculară, scurgere prin curenți concentrați și deplasare în masă), antropice etc. Spre exemplificare pot fi menționate lucrările: *Geomorphology in Deserts* (Cooke și Warren, 1973), *Geomorphology of desert environments* (Parsons și Abrahams, 2009), *Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands* (Thomas, 2011), *Arid and Semi-Arid Geomorphology* (Goudie, 2013) etc. În cuprinsul acestora relieful eolian este considerat o parte a celui deșertic, alături de relieful de meteorizație din deșerturi, de relieful fluvial din deșerturi, de relieful tectonic din deșerturi etc.

Fără a încerca absolutizarea rolului agentului eolian în teritoriile deșertice și aride, există însă și lucrări dedicate acestui agent, care analizează manifestarea și efectele lui, nu doar în deșerturile calde și reci, ci peste tot acolo unde rezultă forme de relief specifice (în zonele reci, temperate și calde), fie că este vorba de plaje, delte, lunci, culoare fluviale, fie de platouri, podișuri, câmpii, zone areice și endoreice, ca rezultat a

mobilizării, transportului și sedimentării nisipului și prafului. Se remarcă în acest sens lucrarea *Aeolian geomorphology: a new introduction* (Livingstone și Warren, 2019), precum și tratatele de Geomorfologie în care agentul eolian și formele de relief rezultate beneficiază de către un capitol separat: *Climate Geomorphology* (Gutierrez, 2005 – capitole: Geomorphology of arid regions și Aeolian geomorphology), *Introduction to process geomorphology* (Sharma, 2010 - capitol Aeolian Environment and Landforms), *Earth environments* (Huddart și Stott, 2010 - capitol Aeolian (Wind) Processes and Landform–Sediment Assemblages), *Global Geomorphology* (Summerfield, 2013 - capitol Aeolian processes and landforms), *Key Concepts in Geomorphology* (Bierman și Montgomery, 2013 - capitol Wind as a geomorphic agent), *Treatise on geomorphology* (Shroder, 2013 - capitol Aeolian Geomorphology), *Fundamentals of Geomorphology* (Huggett, 2017 - capitol Aeolian landscapes) etc.

De asemenea, există și tratate care abordează doar o parte a reliefului creat de agentul eolian, așa cum este în cazul lucrării lui Lancaster din 2005, intitulată *Geomorphology of desert dunes*.

Indiferent de modul de abordare trebuie reținut că agentul eolian nu este numai deșertic, ci se întâlnește și în alte teritorii, motiv pentru care el trebuie analizat, la fel ca ceilalți agenți geomorfologici, la nivel global. Cu alte cuvinte „*vânturile nu sunt nici mai puternice nici mai frecvente în regiunile aride decât în alte zone climatice, numai că eficiența lor este mult mărită acolo din cauza aridității și lipsei covorului vegetal*” (Mac, 1996, p. 283).

15.1. PROCESELE GEOMORFOLOGICE EOLIENE

La fel ca ceilalți agenți geomorfologici vântul acționează prin intermediul proceselor de eroziune, transport și acumulare, de unde caracterul integral al acestuia. Comparativ cu restul agenților, separarea între cele trei procese nu este la fel de riguroasă, deoarece ele se întrepătrund mai frecvent în timpul acțiunii (Mac, 1986). Consecința unei astfel de conlucrări procesuale face ca în unele cazuri să se resimtă latura constructivă a modelării eoliene, iar în altele cea distructivă, transportul fiind o verigă de legătură (Coteț, 1971), aspect concretizat în tipologia formelor de relief.

15.1.1. Eroziunea eoliană

Ea are loc prin intermediul deflației și coraziunii eoliene, două procese sau mai corect spus subprocesse geomorfologice complementare.

Deflația constituie acțiunea de spulberare selectivă a materialelor fine, de la nivelul substratului geologic și al solului, de către vânt.

Particulele de nisip încep să se miște atunci când forța aerului (portanță, rezistență etc.) depășește greutatea acestora și coeziunea dintre ele (Lancaster, 2005).

Cele două proprietăți sunt strâns legate de caracteristicile fizice ale granulelor de nisip, dintre care se remarcă: dimensiunea, densitatea, mineralogia, forma, împachetarea, conținutul de umiditate și prezența sau absența agenților de legătură, cum ar fi sărurile solubile (Lancaster, 2005).

Pe măsură ce mișcarea și antrenarea particulei este pe cale să aibă loc se atinge viteza critică de forfecare a pragului fluidului (Bagnold, 1941), reprezentat de către vânt. Abia când aceasta este atinsă granulele staționare încep să se rostogolească sau să alunece pe suprafața terenului, din cauza presiunii directe a vântului. Pe măsură ce viteza lor crește încep să sară în fluxul de aer, inițiindu-se saltația (Lancaster, 2005).

Încă de timpuriu s-a demonstrat că viteza prag, pentru mișcarea particulelor, crește atât cu sporirea dimensiunii granulelor (din cauza gravitației), cât și cu descreșterea acesteia, sub anumite valori (datorită coeziunii particulelor) (Bagnold, 1941). Echilibrul acestor două efecte produce o dimensiune optimă a particulei ($\sim 60 - 80 \mu\text{m}$) pentru care viteza de frecare de prag este la minim (Goudie, 2013).

Rugozitatea suprafeței terenului este, de asemenea, o variabilă demnă de luat în considerare. Pe de o parte, viteza de prag necesară pentru a iniția antrenarea particulelor este crescută pe suprafețele cu rugozitate mare, iar pe de alta, coeficientul de rezistență este de asemenea crescut, ceea ce conduce la o frecare mai mare a vântului și, astfel, posibil antrenarea unor cantități mai mari de praf (Prigent et al., 2005).

Înseamnă că deflația se manifestă pe suprafețe extinse atunci când acestea sunt uscate și presărate cu particule fine, libere, provenite din meteorizația rocilor sau depuse de către alți agenți geomorfologici (râuri, ghețari, valuri etc.), indiferent de condițiile climatice.

În urma deflației rezultă depresiuni de eroziune eoliană, cum sunt de exemplu cele de tip pan și blowouts, pavajul deșertic, precum și furtuni de praf (Sharma, 2010).

Coraziunea este acțiunea de lovire și șlefuire, realizată de către vântul încărcat cu materialele pe care le transportă, asupra terenurilor. Pentru aceasta se folosește și denumirea de abraziune eoliană.

Manifestarea coraziunii este limitată la un orizont redus, situat deasupra terenului, întrucât ridicarea grăunților de nisip devine dificilă o dată cu creșterea înălțimii (Bagnold, 1941). Eficacitatea morfogenetică a coraziunii depinde foarte mult de viteza vântului, de unghiul sub care particulele de nisip lovesc suprafața terestră și de duritatea particulelor minerale care lovesc suprafața terestră (Sharma, 2010). Practic, randamentul coraziunii crește când materialele transportate de vânt sunt dure și alcătuite preponderent din cuarț.

Coraziunea se resimte astfel în general până la înălțimea de 2 m, orizont la nivelul căruia încărcătura de nisip este maximă; la înălțimi mai mari de 2 m, față de suprafața terenului, coraziunea devine aproape nulă (Rădoane et al., 2001).

Dintre formele de relief rezultate în urma coraziunii se remarcă: ventifactele, yardang-urile, scobiturile eoliene, depresiunile de coraziune etc.

15.1.2. Transportul eolian

Ulterior antrenării particulelor de praf și nisip, prin intermediul deflației, ele sunt transportate de către agentul eolian pe distanțe apreciabile, uneori de ordinul miilor de kilometri; de exemplu, în unii ani praful fin din Sahara ajunge până pe teritoriul României.

În funcție de particularitățile suprafeței pe care acționează, alături de nisip și praf, vântul antrenează și pulberi organice, zăpadă, aciculi de gheață etc.

Transportul nisipului de către vânt este asemănător unui nor de particule, care saltă de-a lungul unei suprafețe sau pat cu nisip, particulele recâștigând din vânt impulsul pierdut prin revenirea spre suprafața terenului (Lancaster, 2005). Revenirea particulelor în câmpul de acțiune a vântului are loc în cadrul a ceea ce se numește săltare succesivă (Rumpel, 1985). Prin impactul cu granulele de pe suprafața terestră acestea din urmă se deplasează și ele pe o distanță scurtă, sub formă de reptăție (Ungar și Haff, 1987).

În timpul transportului particulele spulberate sunt sortate în funcție de competența și capacitatea vântului. Chiar dacă competența de transport este limitată la granule de mici dimensiuni, vântul poate asigura transportul unor cantități considerabile (Cioacă, 2006). Dimensiunea maximă a particulelor care pot fi transportate depinde de tăria și persistența vântului (Bagnold, 1941). De asemenea, cu cât particulele sunt mai fine cu atât sunt menținute mai mult timp în aer. În același timp transportul eolian are loc și prin rostogolirea fragmentelor de rocă, care nu pot fi antrenate de vânt.

Cea care influențează considerabil transportul nisipului și al prafului este variația pe verticală a vitezei vântului. Practic în apropierea suprafeței terenului viteza de transport este redusă din cauza frecării, pentru ca la înălțimi de câțiva centimetri să crească, mai ales când deplasarea aerului devine turbulentă.

Raportat la mărimea particulelor deplasate au fost deosebite trei tipuri de transport: în suspensie (sub 0,06 mm), prin saltație (0,06 – 0,5 mm) și prin târâre, reptăție sau creep (adică fără a pierde contactul cu suprafața terenului) (peste 0,5 mm) (Huddart și Stott, 2010).

Dintre ele transportul prin saltație constituie mecanismul principal de transport al nisipului. Studiile experimentale au sugerat că particulele de nisip se rostogolesc inițial 30 - 40 cm, înainte de a fi ridicate de către vânt (Bagnold, 1941), proces care durează câteva secunde (Greeley și Marshall, 1985). Raportat la suprafața terenului, unghiul de antrenare a particulelor este cuprins între 30 și 40° (Sharma, 2010).

O dată înălțate în aer, prin saltație, granulele de nisip ajung în orizonturi cu viteză mai mare de deplasare a aerului și execută apoi o deplasare lungă în direcția vântului (Rădoane et al., 2001). După autorii citați, revenirea la suprafața terenului se produce de-a lungul unei traiectorii care are un unghi cuprins între 6 și 12°, valoare determinată de raportul dintre gravitație și viteza de dragare. Traiectoria particulelor este una de tip parabolic

asimetric, având partea ascendentă, de antrenare, caracterizată de o valoare mare a unghiului, iar cea descendentă, de impact, de una redusă (Lancaster, 2005) (fig. 15. 1).

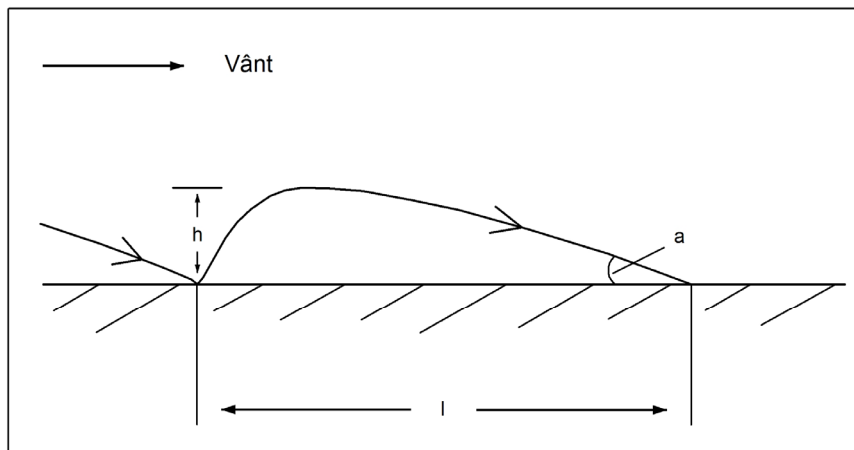


Fig. 15. 1. Ilustrare schematică a traiectoriei tipice unei particule de nisip aflată în saltăție; H – înălțimea; a – unghiul de impact; l – lungimea parcursă (Lancaster, 2005, p. 19)

Pentru ca particulele de nisip să fie antrenate, transportate și apoi folosite pentru a eroda, viteza vântului trebuie să depășească, ceea ce se numește viteza de forfecare a pragului (threshold shear velocity) (Goudie, 2013)

După ce au fost antrenate de către vânt particulele de nisip și praf pot fi menținute în curentul eolian și la viteze mai mici decât cea de antrenare.

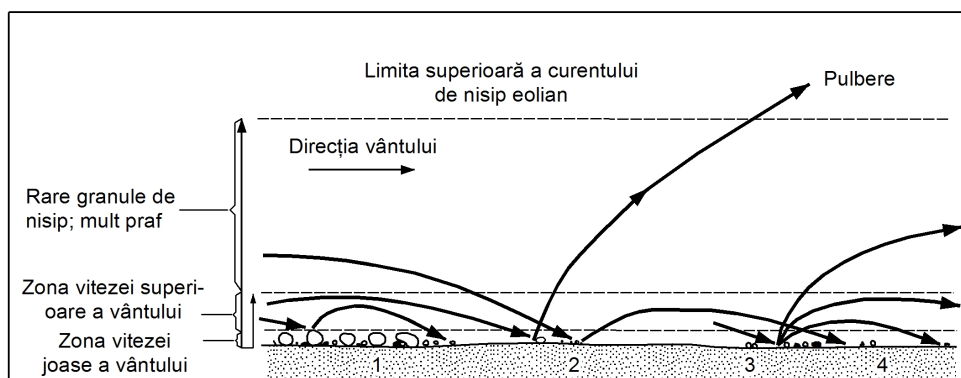


Fig. 15. 2. Formele mișcării nisipurilor: 1 – particule grosiere imobile; 2 – particulă saltată; 3 – particulă antrenată prin șoc de impact; 4 – granulă care se deplasează pe suprafața terenului (Bagnold, 1941, citat de Mac, 1986, p. 192)

În momentul în care o particulă de nisip sau praf devine incompatibilă, ca mărime și greutate, forței de transport, ea cade pe teren (Mac, 1986). În urma șocului de impact vântul se descarcă de particulele transportate și câștigă energie

liberă (fig. 15. 2), cu ajutorul căreia vor fi antrenate particule din în vecinătatea celor care s-a produs șocul de impact (Mac, 1986).

În urma impactului un bob de nisip, aflat în saltație, poate deplasa unul de până la 200 de ori mai greu decât el sau cu un diametru de șase ori mai mare decât al lui, pe această cale realizându-se 25% din transportul total (Huddart și Stott, 2010). Se ajunge astfel la formarea unui nor de particule, aflate în saltație, ce se menține la câțiva centimetri deasupra terenului; cea mai mare parte a granulelor de nisip se deplasează prin saltație la înălțimi de 10 mm de la suprafață și cu pași de cca. 0,5 – 1,5 m (Rădoane et al., 2001).

Energia rezultată în urma contactului dintre granulele de nisip care se depun și cele care repauzează, contribuie la deplasarea acestora din urmă prin reptăție, ceea ce ușurează ulterior antrenarea lor de către vânt (fig. 15. 3).

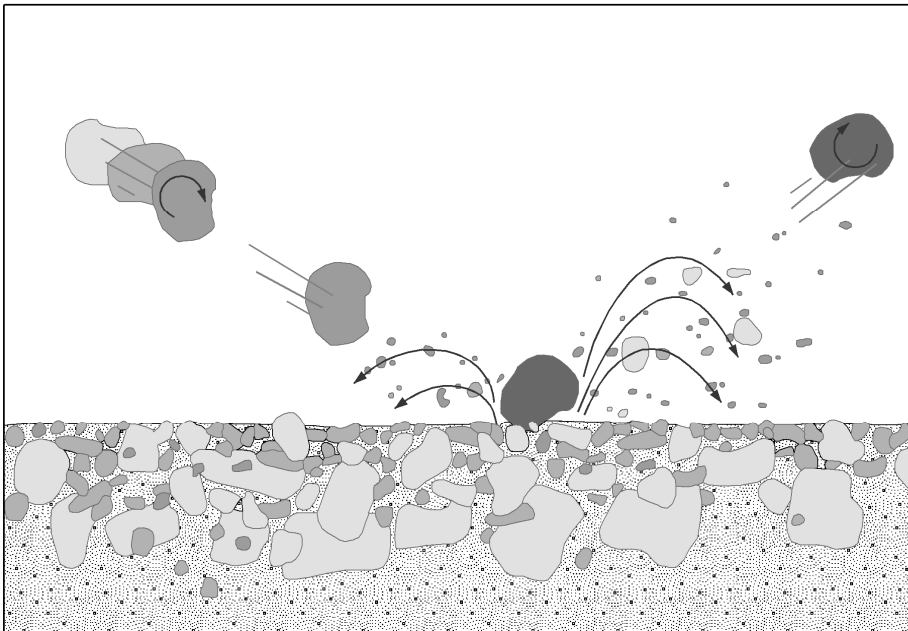


Fig. 15. 3. Diagrama schematică care evidențiază impactul unui bob de nisip, de dimensiune relativ mare, aflat în saltație, care ulterior pune în mișcare numeroase particule de dimensiuni mai mici, ce se deplasează pe distanțe scurte (Nickling și McKenna Neuman, 2009, p. 534)

15.1.3. Acumularea eoliană

Ea constituie efectul depunerii sedimentului eolian atunci când viteza de decantare a particulelor depășește forțele de ridicare, furnizate de fluxul turbulent (Bierman și Montgomery, 2013).

Conform legii lui Stokes (1), viteza de depunere depinde de pătratul razei particulei, ceea ce face ca particulele mai mari să ajungă mai repede pe suprafața

terenului, comparativ cu cele de dimensiuni mai reduse, care rămân mai mult în suspensie și sunt deplasate pe distanțe mai mari, față de aria sursă (Bierman și Montgomery, 2013).

$$S_s = 2r^2 (\rho_p - \rho_f) g / 9\mu_f \quad (1)$$

- unde: S_s – viteza de decantare; r – raza particulei; ρ_p – densitatea particulei; ρ_f – densitatea aerului; g – accelerația gravitațională; μ_f – vâscozitatea dinamică.

Cu toate că legea lui Stokes este aplicabilă unui flux laminar al aerului, nu turbulent, așa cum este în câmpul modelării eoliene, este o modalitate utilă de a lua în considerare comportamentul particulelor foarte fine dintr-un fluid.

Un rol important în depunerea particulelor transportate îl are rugozitatea suprafeței de teren. Suprafețele aspre încetinesc mișcarea aerului, reducând forțele de ridicare, ceea ce provoacă depunerea sedimentelor. Acest efect este bine demonstrat de depozitele de nisip care se formează în apropierea arbuștilor (elemente de rugozitate) din deșerturi; prin faptul că arbuștii perturbă fluxul de aer particulele se depun în porțiunea cu viteză scăzută a vântului, din avalul plantei (Bierman și Montgomery, 2013). Conform autorilor citați, inclusiv dunele deja formate de vânt, contribuie la creșterea rugozității suprafeței terestre. Iată astfel suficiente motive pentru care sedimentele depuse de vânt, în ansamblu, sunt mai bine sortate decât cele depuse de apa în mișcarea ei (Bierman și Montgomery, 2013).

Depunerea poate avea loc prin intermediul a trei mecanisme (Bagnold, 1941; Huggett, 2017): sedimentare, acumulare și încărcare sau invadare.

- sedimentarea are loc atunci când granulele de nisip cad din aer sau încetează să se târască înainte; acest lucru se întâmplă dacă aerul se mișcă cu o forță insuficientă pentru a transporta boabele înainte prin saltare sau creep;

- acumularea se produce dacă granulele mutate prin saltăție lovesc suprafața cu o astfel de forță încât unele granule continuă să se deplaseze înainte pe măsură ce se mișcă, dar majoritatea ajung să se oprească acolo unde lovesc;

- încărcarea sau invadarea este posibilă când depunerea are loc pe o suprafață rugoasă sau în fața unui obstacol; în aceste condiții, boabele care se mișcă pe suprafață sunt reținute, în timp ce boabele aflate în saltăție se pot deplasa mai departe. Depunerea prin încărcare are loc pe partea din față a unei dune, atunci când granulele se rostogolesc pe suprafață și se opresc. Particulele grosiere sunt adesea asociate cu suprafețele de eroziune, deoarece particulele fine sunt vânturate. Granulele fine tind să apară pe suprafețele de depunere.

Ulterior acumulării nisipului și prafului transportat de către vânt rezultă numeroase forme de relief definitorii pentru domeniul de modelare eolian: riduri, dune, placi de vânt etc.

15.2. RELIEFUL EOLIAN

Cuprinde toate formele de relief rezultate în urma acțiunii vântului, considerat ca agent geomorfologic. Raportat la procesele specifice agentului eolian, formele de relief se pot împărți în două categorii: de eroziune și de acumulare.

15.2.1. Relieful de eroziune eoliană

El este suficient de variat încât să se dea nota de specificitate în multe locuri din regiunile aride și semiaride calde, cum sunt cele din Africa, dar și reci (de tipul celor din Asia și America de Nord). În categoria formelor de relief de eroziune eoliană se includ următoarele: pavajul de deflație, hamadele, ventifactele, yardangurile, scobiturile eoliene, depresiunile de deflație și coraziune etc. Toate aceste forme sunt dovada că nisipul și praful acumulat de către vânt a fost inițial erodat de undeva (Huddart și Stott, 2010).

15.2.1.1. Pavajul de deflație și hamadele

Pe măsură ce nisipul și praful sunt antrenate de către vânt are loc și o sortare a lor în funcție de granulometrie. În acest context fragmentele de rocă mai grosiere, care depășesc competența vântului, rămân pe loc și formează **pavajul de deflație** și **blindajul deșertic**. De asemenea, spulberarea materialelor fine contribuie la formarea unor suprafețe întinse, bătătorite, numite **reg** în Sahara, **sai** în deșertul Tarim, **giber plains** în Australia sau **desert pavement** în America de Nord (Cooke și Warren, 1973).

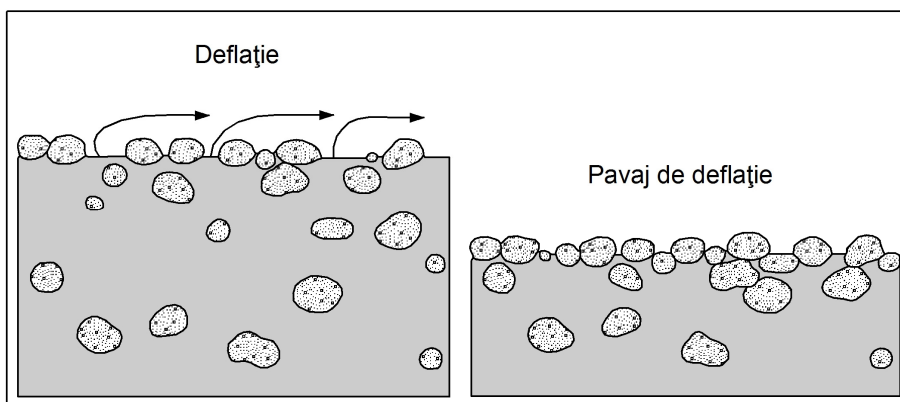


Fig. 15. 4. Formarea pavajului de deflație (Rădoane et al., 2001, p. 260)

Cele mai tipice pavaje de deflație se întâlnesc pe suprafața vechilor câmpii fluviale, care în condiții deșertice și semideșertice sunt acoperite cu o pătură subțire

de nisipuri grosiere sau pietrișuri (fig. 15. 4); cu timpul acestea ajung lustruite și acoperite de o pojghiță superficială de oxizi de fier sau mangan denumită **patina deșertului** (Rădoane et al., 2001).

Dacă în urma deflației rămân suprafețe extinse, acoperite cu sfărâmături de rocă de mari dimensiuni, ele se numesc **hamade**; atunci când pe suprafața terenului predominante sunt sfărâmăturile de rocă de dimensiuni mai reduse ele sunt denumite **serir**. Mai trebuie reținut că suprafața rocilor rămase în loc este curată și lucioasă (Grecu și Palmentola, 2003).

15.2.1.2. Ventifactele

Reprezintă fragmente de rocă care au suprafața fațetată și șlefuită, de către granulele de nisip transportate de vânt (fig. 15. 5). Dimensiunea acestora variază de la cea a pietrișului, la cea a blocurilor de rocă.

Pentru geneza ventifactelor trebuie îndeplinite următoarele condiții: un aport de material abraziv, lipsa aproape în totalitate a vegetației, vânturi puternice, un relief care permite trecerea liberă a vântului sau care accelerează local vântul și stabilitatea suprafeței terestre (Laity, 2009).

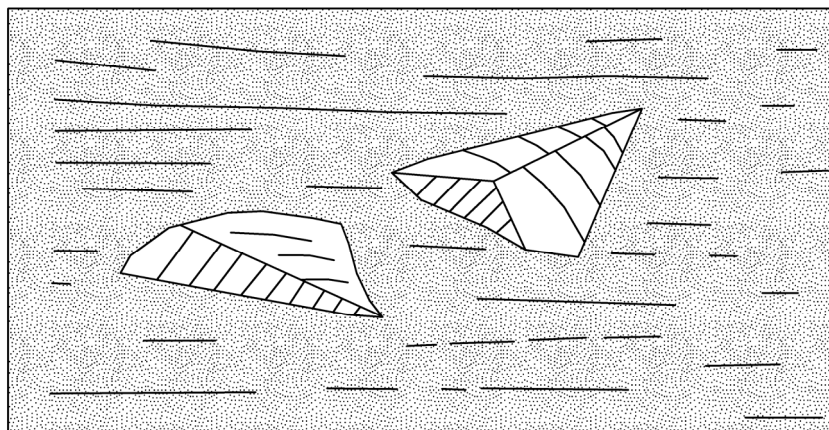


Fig. 15. 5. Dreikantere (Ielenicz, 2005, p. 221)

De exemplu, în Sahara, ele prezintă trei fațete și se numesc **dreikantere** (în limba germană *dreikanter* = trei fețe) (Rădoane et al., 2001); se mai numesc și tricuspidale sau blocuri tricuspidale (Grecu și Palmentola, 2003).

Nu este obligatoriu ca ventifactele să prezinte trei fețe, prelucrate de către agentul eolian; uneori au una sau două, iar alteori mai multe (Huddart și Stott, 2010). În același timp, conform sursei citate, fețele prelucrate de vânt pot prezenta urme evidente de impact sau chiar caneluri.

Ventifactele sunt îndeosebi consecința vânturilor unidirecționale, context în care coraziunea are loc simultan pe toate fețele expuse, pe măsură ce nisipul și praful sunt transportate în vârtejuri în direcția deplasării. În timp ce sunt șlefuite, de către particulele de nisip, prin spulberarea materialelor de la baza lor ele se pot rostogolii și astfel pot fi modelate pe toate fețele.

15.2.1.3. Yardang-urile

Ele sunt creste alungite, care prezintă semne clare că au fost erodate de către vânt (Hedin, 1903). Yardang-urile fiind forme de relief sculptate în roca de bază, se întâlnesc în toate deșerturile majore (cu excepția celor din Australia), reprezentând una dintre puținele forme de relief care sunt unice pentru acestea (Huddart și Stott, 2010).

La formarea yardang-urilor o contribuție semnificativă o are coraziunea eoliană (care acționează prin intermediul granulelor de nisip transportate prin saltație) și deflația elementelor slăbite de pe flancurile acestora, ceea ce determină expunerea rocii la coraziunea ulterioară (Knight, 2019).

O altă condiție pentru geneza acestor forme de relief este ca vânturile să fie unidirecționale, ca dovadă că yardang-urile sunt de obicei paralele cu acestea. Analizate în detaliu s-a evidențiat că partea expusă vântului și flancurile sunt modelate prin coraziune, forma aerodinamică este rezultatul deflației, iar dislocarea particulelor componente este mai degrabă rezultatul meteorizației, decât al coraziunii (McCauley et al., 1977).

Majoritatea yardang-urilor ating de obicei dimensiuni de aproximativ 30 m înălțime, cel mult 50 m lățime și mai puțin de 5 km lungime (Knight, 2019). Alături de acestea, care sunt considerate yardang-uri mici (Huddart și Stott, 2010), au fost identificate mezo și mega-yardang-uri de până la 20 km lungime (Goudie 2008).

Yardang-urile sunt despărțite de coridoare interyardang, care probabil sunt cele mai afectate de eroziunea eoliană, deoarece prin intermediul lor are loc transportul nisipului; forma acestor coridoare poate fi sub forma literei U sau pot avea partea inferioară plată (Laity, 2011). Conform sursei citate, înălțimea crestei de tip yardang depinde de ceea ce se întâmplă la partea inferioară a coridoarelor, care funcționează ca nivel de bază. Coridoarele interyardang pot fi parțial sau complet îngropate cu nisip, care este prezent sub formă de ripple sau dune (Kransley, 1970). Adâncimea coridoarelor interyardang este de obicei sub 10 m, iar lungimea lor poate depăși 100 m (Rădoane et al., 2001), excepție făcând în situația mezo și mega yardang-urilor, când ajung la zeci de metri înălțime și peste 1.000 metri lungime (Laity, 2011).

Indiferent de dimensiune, capetele din aval ale yardangurilor înclină ușor spre suprafața terenului, unde se continuă prin intermediul unor cozi alungite de nisip.

Condiția de bază pentru dezvoltarea yardang-urilor este dată de existența unui substrat geologic dur, dar erodabil de către vântul încărcat cu nisip. În categoria rocilor care permit formarea și menținerea yardang-urilor se remarcă atât argilele și rocile similare, cât și gresiile sau chiar calcarele (Huddart și Stott, 2010).

Yardang-urile se formează pornind de la fisurile substratului geologic dispuse paralel cu direcția vânturilor permanente. Acestea din urmă largesc fisurile de dimensiuni reduse, de ordinul centimetrilor, care ajung apoi în urma deflației și coraziunii, la valori de ordinul metrilor, după cum am specificat mai sus.

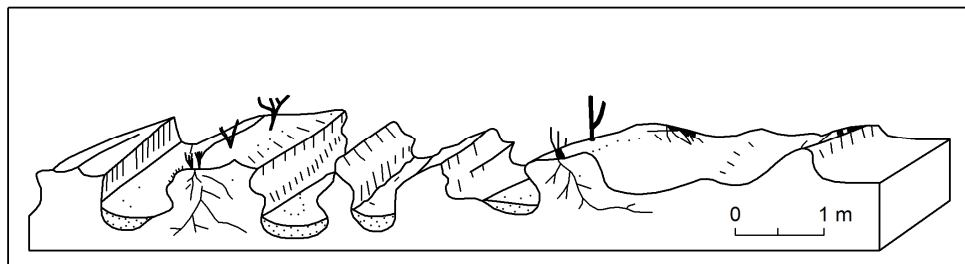


Fig. 15. 6. Yardang-uri (Derruau, 1965, citat de Posea et al., 1976, p. 443)

Deoarece forme de relief de acest gen au fost descrise prima dată de către Hedin (1903), în deșerturile argiloase din Asia Centrală (de exemplu yardang-urile din Turkestan), s-a considerat că ele ar fi specifice doar acestor locuri, cu roci nu foarte dure (fig. 15. 6).

Cu toate acestea, cele mai dezvoltate yardang-uri există în deșertul Sahara (pe flancurile sud-estice ale Masivului Tibești), precum și în deșerturile din Iran și Peru, unde acoperă suprafețe de ordinul sutelor de km² și se remarcă prin lungimi de câțiva kilometri; prin însumarea yardang-urilor dezvoltate în aceeași direcție se ajunge la lungimi de sute de kilometri.

În urma unei modelări intense, inclusiv prin schimbarea direcției vântului, crestele de tip yardang pot fi reduse la martori de forma unor conuri sau piramide (Halimov și Fezer 1989).

15.2.1.4. Scobiturile eoliene

Considerate împreună, coraziunea și deflația acționează prin îndepărtarea materialelor de pe suprafața versanților și taluzurilor, mai ales când acestea sunt alcătuite din roci a căror duritate variază. În consecință rezultă **scobituri eoliene**, de dimensiuni reduse, cu aspect de buzunare, alveole și nișe, care dacă sunt dese imprimă versanților aspect de fagure (Mac, 1976). După autorul citat, formarea lor se explică prin acțiunea vârtejurilor de aer încărcate cu material abraziv, care sfredelesc locurile mai labile.

15.2.1.5. Depresiunile de deflație și coraziune

În categoria acestora se includ mai multe forme de relief, între care se remarcă cele prezentate mai jos. Ele au fost individualizate pornind de la forma și dimensiunile care le caracterizează.

Fuldji reprezintă adâncituri de formă ovală, dezvoltate în direcția de bătaie a vântului încărcat cu nisip și praf. Acestea sunt mai adâncite în partea frontală, de formă concavă, situată în direcția vântului, primind aspectul urmei lăsată de copita unui cal, așa cum se întâmplă în deșertul Arabiei (Rădoane et al., 2001).

Vadi sunt de forma unor culoare alungite, asemănătoare celor fluviale, dar care s-au format prin acțiunea vântului pe aceleași direcții. Datorită coraziunii și deflației versantul expus vânturilor dominante devine mai abrupt, în timp ce partea opusă are valori mai reduse ale pantei, favorizând unele acumulări incipiente de nisip (Rădoane et al., 2001). Conform sursei citate, astfel de culoare au lățimi între 0,5 - 1 km și lungimi de zeci de km, fiind situate la 0,5 - 2 km unul de altul; când substratul este alcătuit din gresii ele se mențin timp îndelungat.

Depresiunile eoliene, denumite și depresiuni de coraziune și deflație (fig. 15. 7), reprezintă forme negative ale suprafeței terenului, rezultate în urma dinamicii maselor de aer. Formarea lor începe de-a lungul fisurilor și diaclazelor, pe care vânturile încărcate cu nisip, pe post de abraziv, le largesc. În urma unei evoluții îndelungate ele se dezvoltă, primind forma unor depresiuni rotunde, cu marginile puțin înclinate și așezate la altitudini independente de orice nivel de bază (Mac, 1976).

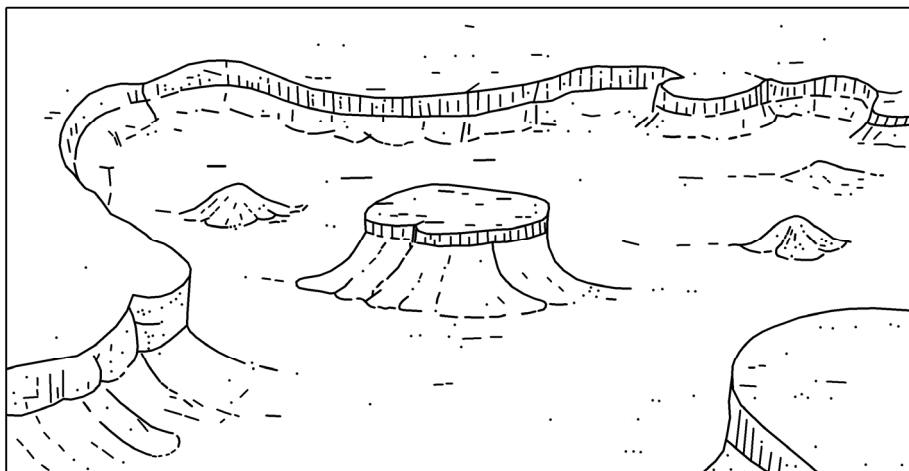


Fig. 15. 7. Depresiune de coraziune și deflație (Posea et al., 1976, p. 444)

Depresiunile eoliene evoluat au aspectul unor bazine depresionare, de mari dimensiuni, complexe ca origine, cu toate că deflația și coraziunea sunt cele care au

conlucrat la evidențierea lor; se evidențiază în acest sens bazinele depresiionare din Egipt, dintre care Depresiunea Qattara (192.000 km^2) are o adâncime de 143 m sub nivelul mării și un volum de 3.200 km^3 (Laity, 2009; Huddart și Stott, 2010).

În cuprinsul depresiunilor eoliene se pot forma câmpii de nisipuri și prafuri fine, numite **playa**, pe suprafața cărora apa stagnează sub forma unor lacuri mici denumite **sebkhas**.

Există și situații când depresiunile eoliene sunt localizate la partea superioară a unor acumulări de nisip, cum ar fi o dună, caz în care se numesc **blowouts**; ele au formă de bol, farfurie sau jgheab (Walker și Hesp, 2013). Atât în cazul celor care apar pe dunele din cadrul mărilor de nisip, cât și în cele formate pe nisipurile din domeniul litoral, un rol important îl are densitatea vegetației. Scăderea acesteia din diverse cauze (variația naturală pe suprafața unei dune, degradarea datorită ciclurilor anuale, incendii, pășunat, călcarea în picioare sau de către roțile unui autovehicul etc.), oferă condiții favorabile pentru eroziunea eoliană, care acționează inițial la partea superioară a depozitelor de nisip (Walker și Hesp, 2013).

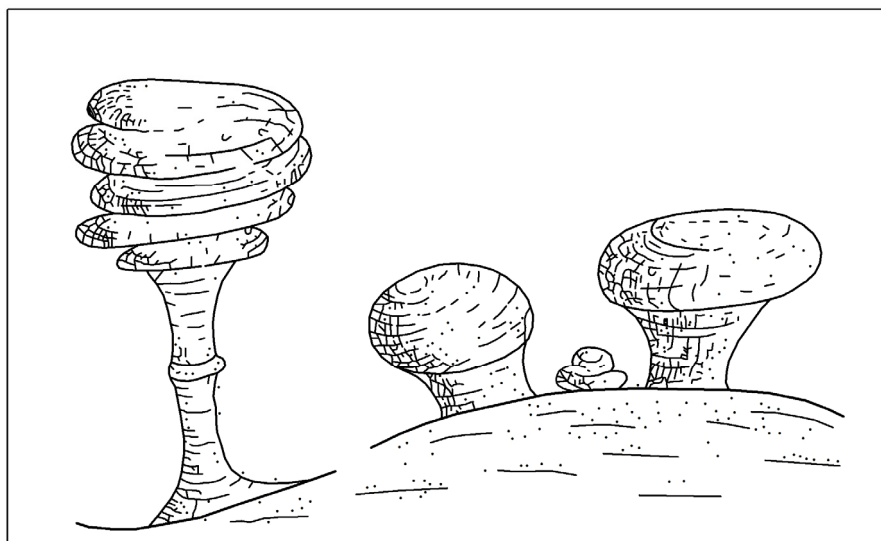


Fig. 15. 8. Forme de coraziune și deflație – ciuperci și sfere eoliene (Posea et al., 1976, p. 442)

În cazul în care substratul geologic este alcătuit din roci friabile, dispuse în alternanță cu roci mai dure, alături de formele de eroziune prezentate anterior, se pot forma: **ciuperci eoliene** (zeugen), **pietre oscilante** (pedestal rocks), **mese eoliene**, **stâlpi eolieni**, **creste**, **caleluri** (grooves) etc. (fig. 15. 8). La formarea acestora concură și litologia îndeosebi prin existența rocilor de tipul: gresiilor, conglomerantelor, granitelor, andezitelor etc.

15.2.2. Relieful de acumulare eoliană

Include cele mai remarcabile forme de relief, generate în domeniul modelării eoliene.

Forma și distribuția acestora este cât se poate de neuniformă reflectând importanța unor variabile, dintre care se remarcă: viteza vântului, umiditatea sedimentelor, rezistența la eroziune a substratului, teritoriul disponibil pentru a găzdui sedimentele eoliene, rugozitatea suprafeței și densitatea vegetației (Bierman și Montgomery, 2013). În aceste condiții, conform autorilor citați, formele de relief, rezultate în urma proceselor de acumulare eoliană, sunt din categoria celor de translație a sedimentelor eoliene, ceea ce înseamnă că sunt rezervoare temporare de depozitare, care sunt în mod constant remodelate, pe măsură ce sedimentele sunt transportate prin intermediul lor.

Formele de relief astfel rezultate pot fi individualizate și clasificate pe baza criteriului dimensional, deosebindu-se o întreagă gamă, pornind de la microforme spre macroforme.

15.2.2.1. Ridurile eoliene

Acestea sunt simple ondulații generate de către vânt, pe suprafața terenurilor cu nisip. Pentru ele se folosește și denumirea de wind ripples sau sand ripples (fig. 15. 9).

Ridurile eoliene sunt răspunsul inițial al suprafețelor cu nisip, la transportul acestuia de către vânt; ele se formează deoarece suprafețele peste care are loc transportul nisipului, prin saltație și târâre, sunt instabile din punct de vedere dinamic (Bagnold, 1941) și în același timp prezintă neregularități reduse.

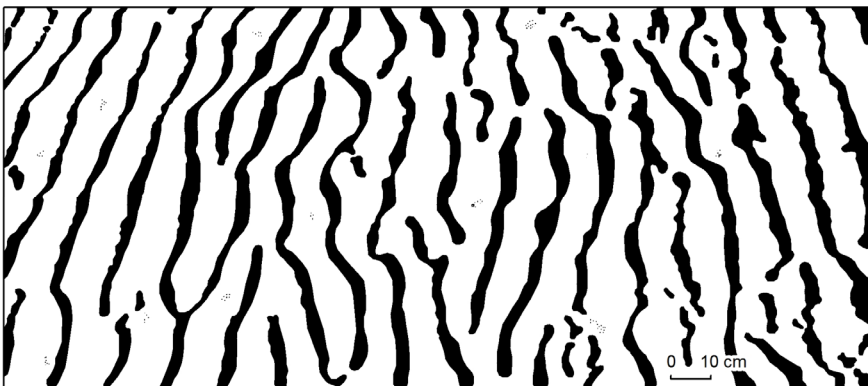


Fig. 15. 9. Riduri eoliene (Roșian, 2017, p. 483)

În timpul transportului, prin saltație, granulele se lovesc de suprafața nisipoasă și dislocă alte granule, pe care vântul le duce pe flancul de sub vânt (Rădoane et al.,

2001). După autorii citați, distanța de saltație depinde de dimensiunea particulelor și de viteza vântului, ea influențând spațierea ridurilor.

Din cauza deplasării grăunților de nisip, de pe flancul în vânt pe cel adăpostit, ridurile migrează menținând relativ constantă distanța dintre ele, atât timp cât nu intervin modificări semnificative ale granulometriei nisipului și a vitezei și intensității vântului (Lancaster, 2005). În situația în care nisipul este bine sortat și predominantă este fracțiunea grosieră înălțimea ridurilor crește substanțial, iar distanța dintre ele se mărește (Bagnold, 1941). Întrucât nisipurile grosiere necesită vânturi cu viteze mari pentru a fi mobilizate, se formează megaripluri cu lungimi de undă de 5 m și înălțimi de 0,5 m (Rădoane et al., 2001).

Ridurile eoliene sunt orientate perpendicular pe direcția de transport a vântului, chiar dacă pe suprafețe înclinate se deplasează oblic, deoarece sunt afectate de gravitație (Gutierrez, 2005).

Lungimea lor de undă rareori coboară sub 2 cm (până la 13 mm) și nu prea depășește 15 cm, decât excepțional (300 mm); examinate în secțiune transversală ridurile eoliene sunt asimetrice, având valori ale pantei în jur de 8 - 13°, pe flancul expus vântului, și de până la 30°, pe flancul de sub vânt (Huddart și Stott, 2010; Goudie, 2013). Modelul formării lor a fost intuit de către Bagnold (1941), cel care a stabilit că înălțimea lor variază între 0,4 și 1,2 cm.

15.2.2.2. Dunele

Constituie acumulări de nisipuri de mari dimensiuni, cu aspect de valuri asimetrice, caracteristice regiunilor ocupate de nisipuri libere, afectate de dinamica maselor de aer. Majoritatea dunelor sunt poziționate perpendicular față de direcția vântului dominant.

Dunele nu sunt specifice doar teritoriilor care au climat arid și semiarid, acolo unde predomină marile acumulări de nisipuri, ci și plajelor nisipoase, albiilor mari ale râurilor, precum și tuturor terenurilor ocupate de nisipuri, care pot fi mobilizate de către agentul eolian.

Elementele dunelor sunt următoarele: Li sau flancul în vânt, care este mai lin, Lu sau flancul sub vânt (mai abrupt) și creasta sau coama, numită Sif (lamă de sabie în limba arabă); la acestea se adaugă înălțimea (H), lungimea (L) (fig. 15. 10). Se observă așadar forma asimetrică a dunelor în profil transversal, cu un flanc lin (cu înclinări de 3 – 12°) și altul mai abrupt (25 – 35°). La intersecția celor două flancuri ale dunei se află coama, un element în continuă transformare, din cauza proceselor asociate dinamicii dunei.

Formarea dunelor are loc prin depunerea nisipului atunci când viteza vântului se reduce din cauza neregularității terenului (obstacole topografice sau reprezentate de vegetație), creșterii rugozității, schimbării dinamicii masei de aer etc. (Lancaster, 2005).

Inițierea dunelor implică depunerea locală a nisipului, cel care stă la baza nucleației formei eoliene, care se va dezvolta ulterior, sub aspect morfologic, și se va propaga în aval conform direcției vântului (Wilson, 1972). O dată formate dunele de nisip acționează și ele ca obstacole, în calea aerului, încărcat cu sediment eolian, ceea ce determină reducerea vitezei locale de transport pe măsură ce are loc în continuare depunerea nisipului (Lancaster, 2005).

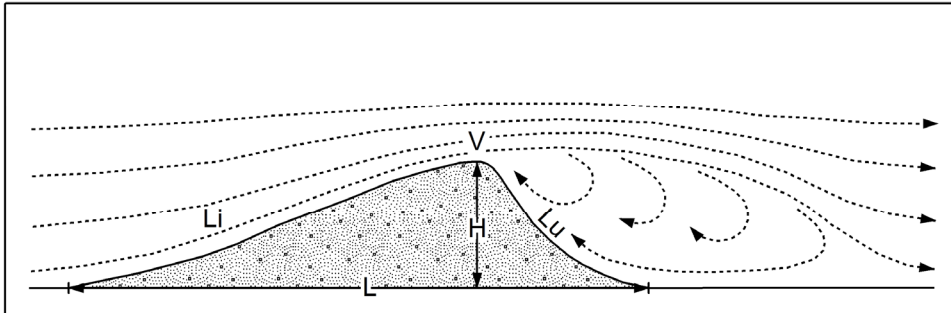


Fig. 15. 10. Elementele unei dune; Li - flancul lin; Lu – flancul înclinat; V – vârful; L – lungimea; H - înălțimea (Mac, 1996, p. 286)

Dinamica dunelor este condiționată de prezența vânturilor dominate, care bat preponderent din aceeași direcție. Inițierea, dezvoltarea și morfologia de echilibru a dunelor sunt determinate de modificările ratelor de transport a nisipului, în timp și spațiu, cele de care depinde eroziunea și acumularea (Lancaster, 2005).

O dată formate, dunele din cadrul marilor acumulări de nisipuri, încep să migreze prin împingerea nisipului de pe flancul lin către creastă, de unde se rostogolește pe flancul abrupt.

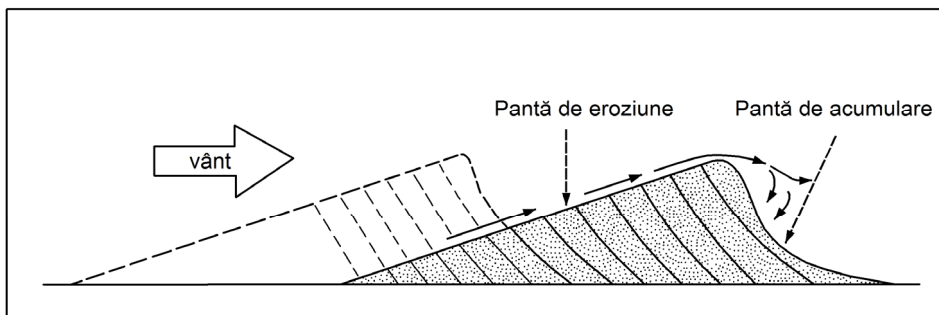


Fig. 15. 11. Formarea și deplasarea unei barcani (Longwell et al., 1969, citați de Posea et al., 1976, p. 446)

În același timp, după creasta dunei, pe direcția vântului dominant, se formează un vârtej, care imprimă și o mișcare ascensională a nisipului (fig. 15. 11), contribuind la stratificarea dunei (Lancaster, 2005).

Ratele de deplasare a dunelor diferă în funcție de tipul și dimensiunea lor, precum și de frecvența și forța vânturilor, valorile tipice fiind cele cuprinse între 10 și 20 m/an (Rădoane et al., 2001). În acest context importanță deosebită prezintă cantitatea de nisip, dimensiunea granulelor și umiditatea acestora.

Chiar și la o umiditate gravimetrică de doar 0,6% viteza prag de antrenare a granulelor de nisip, de dimensiuni medii, se poate dubla (Lancaster, 2005). La valori mai mari de 5%, ale umidității, nisipul se pare că devine rezistent la antrenarea majorității tipurilor de vânt (Belly, 1964). Un rol important în antrenarea nisipurilor îl au sărurile care precipită pe suprafața nisipului, ele conducând la creșterea coeziunii particulelor, precum și cimentarea datorită prezenței argilei.

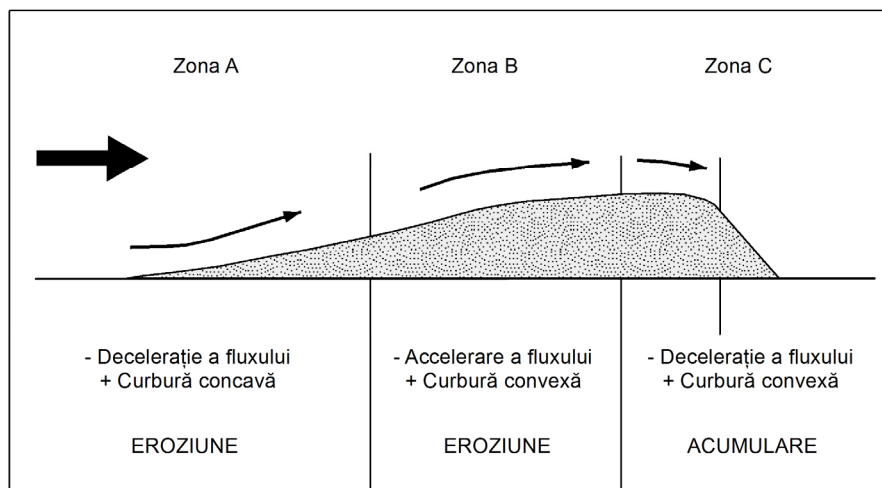


Fig. 15. 12. Model conceptual de eficientizare a convergenței și divergenței peste o dună transversală (Wiggs et. al., 1996, citați de Lancaster, 2009)

În același timp, când nisipul este uscat și vântul suflă constant, dunele se formează chiar și în jurul unor obstacole foarte mici (smoc de iarbă, tufă, pietre izolate etc.), care acționează ca o piedică în transportul nisipului (Coteț, 1971).

În procesul de înaintare dunele cresc în înălțime, în cazul în care aportul de nisip este din ce în ce mai mare, de unde și denumirea de deplasare crescândă. Dezvoltarea lor are loc până la atingerea unei forme de echilibru, variind de la câțiva metri până la peste 100 m sau chiar mai mult, în cazul megadunelor (peste 300 m).

O dată cu creșterea înălțimii dunei, fluxul de aer primar este modificat de interacțiunea cu noua morfologie, fapt care determină accelerarea vitezei, fluidizarea convergenței și divergenței locale a aerului, precum și crearea unei circulații secundare în special la partea inferioară a dunei (Lancaster, 2005). Toate aceste interacțiuni au un rol major în determinarea morfologiei dunelor, de-a lungul existenței și deplasării lor (fig. 15. 12).

O dată cu scăderea cantității de nisip dimensiunea dunelor descrește, asistându-se astfel la o deplasare descrescândă (Hedin, 1903) (fig. 15. 13). Viteza de deplasare a unor dune, așa cum sunt cele de tip barcan, este invers proporțională cu masa și dimensiunea sa, ceea ce determină ca cele de mari dimensiuni să se deplaseze mai lent decât cele mici (Josan et al., 1996).

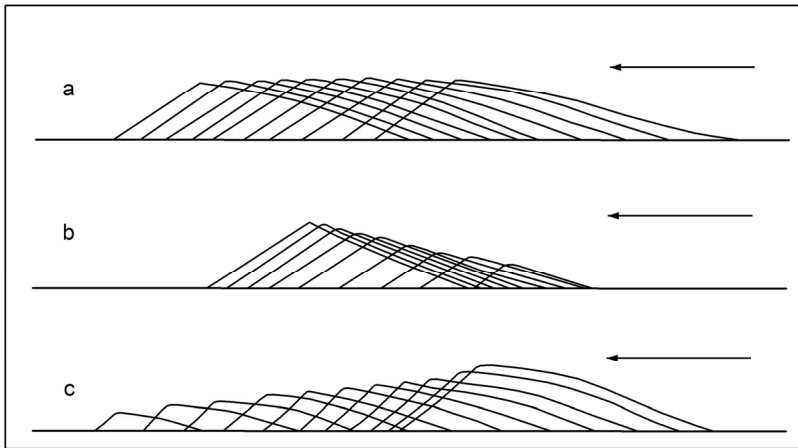


Fig. 15. 13. Tipuri de înaintare a dunelor: a – menținerea constantă a înălțimii; b – creșterea înălțimii; c – descreșterea înălțimii (Hedin, 1903, citat de Tufescu, 1966a, p. 126)

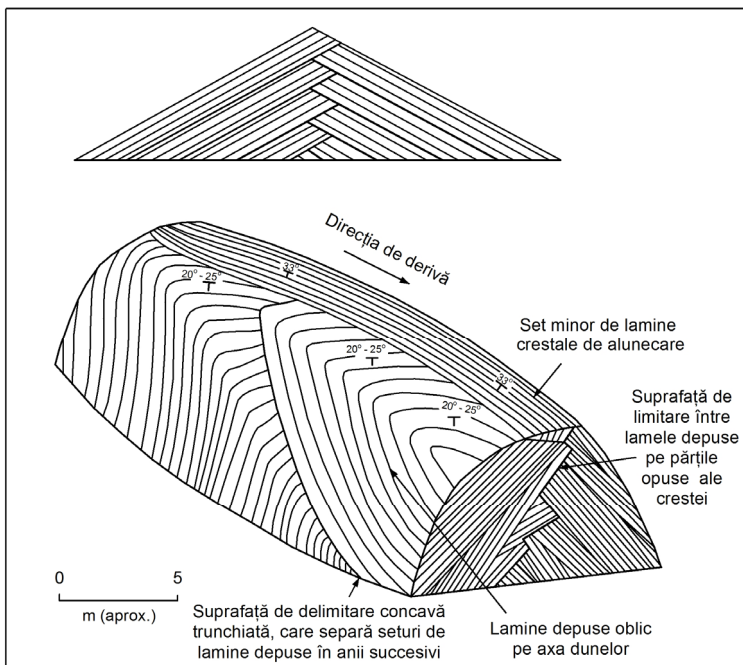


Fig. 15. 14. Structura internă a dunelor liniare (Tsoar, 1982, citat de Huddart și Stott, 2010, p. 627)

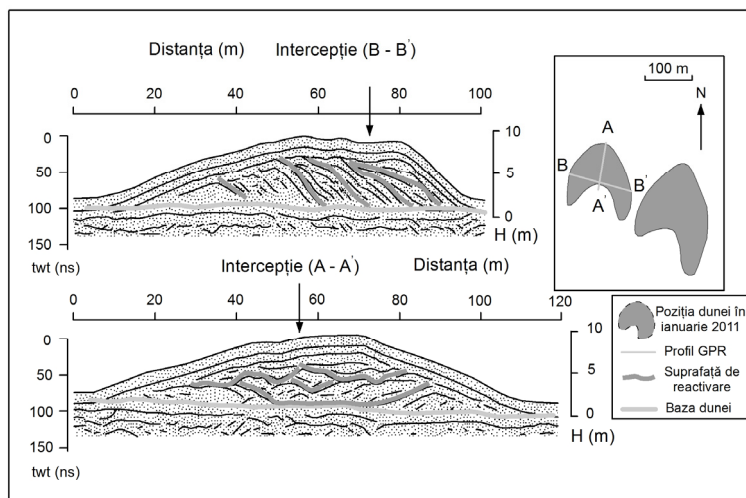


Fig. 15. Structura internă a unei dune de tip barcan, lângă Tarfaya, în sudul Marocului, obținută cu un radar de penetrare a solului (GPR); secțiunea A-A' este paralelă cu direcția de migrare a dunei evidențind abrupturile de înaintare; secțiunea B-B' este aproximativ perpendiculară pe direcția de migrare a dunei și prezintă reflexii concave, specifice suprafeței de alunecare a dunei, în formă de jgheab (Bristow și Mountney, 2013, p. 258)

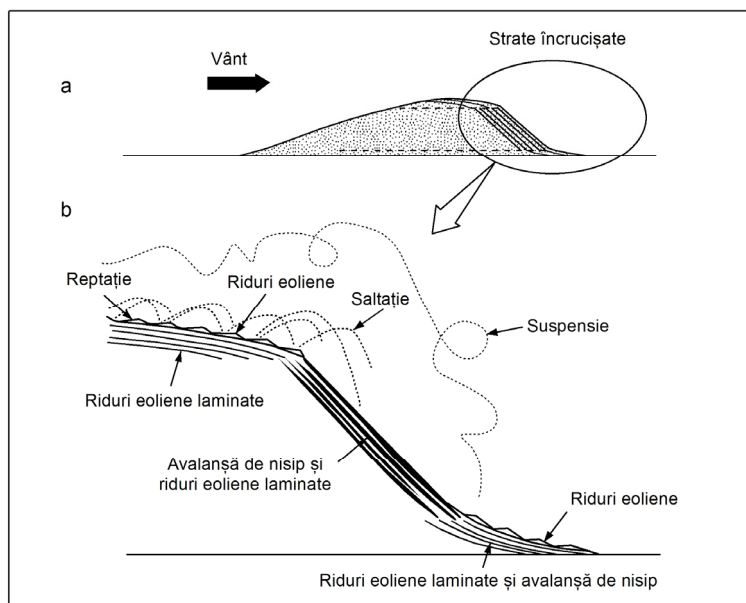


Fig. 15. 16. Schiță a unei dune în secțiune transversală; a - pe măsură ce o dună migrează, morfologia suprafeței acestea se păstrează; b - procesele care au loc pe o dună de nisip în migrație, peste care valuri de vânt migrează în sus pe flancul lin, apoi peste creastă și livrează nisip pe flancul înclinat (suprafața de alunecare); în cadrul procesului de migrare a dunelor unele particule se mențin în suspensie, iar altele se deplasează prin saltăție (Bristow și Livingstone, 2019, p. 221)

Structura dunelor, dar și a altor depozite eoliene, este una de tip încrucișat (fig. 15. 14), deoarece stratele de nisip sunt dispuse într-un anumit unghi, față de locul de acumulare (Bristow și Livingstone, 2019). Acesta din urmă poate fi reprezentat de suprafața terestră sau de către suprafața unei dune, a unei plăci de nisip etc. Existența unei structuri încrucișate este o dovadă evidentă a dinamicii dunelor, soldată cu migrarea lor. Stratele cu grosime mai mare de 1 cm sunt denumite paturi, iar cele cu grosime mai mică decât această valoare lamine (Bristow și Livingstone, 2019). Alternanța acestora oferă informații prețioase despre dinamica dunelor și a depozitelor de nisip (fig. 15. 15 și 15. 16), cum ar fi plăcile de vânt.

Analizele detaliate asupra stratelor din componența dunelor au evidențiat că există și strate cu rol de suprafețe limită. Acestea sunt de cel puțin trei tipuri: suprafețe de reactivare (sunt rezultatul schimbării direcției vântului), suprafețe de suprapunere (se formează când o dună migrează peste partea inferioară a altei dune) și suprafețe interdunare (separă un set de stratificare încrucișată a dunei de altul și se formează acolo unde o dună migrează peste alta) (Kocurek, 1996).

Clasificarea dunelor se poate realiza după numeroase criterii, dintre care se remarcă următoarele: direcția și viteza vânturilor, cantitatea de nisip, prezența sau lipsa obstacolelor, forma acumulării de nisip, dimensiunea etc.

Pornind de la astfel de criterii una dintre cele mai obiective și citate clasificări a dunelor este cea propusă de Livingstone și Warren (1996). Este vorba de o clasificare simplă, pe criterii morfogenetice, care împarte dunele în două categorii, fiecare cu mai multe subtipuri: libere (transversale, liniare sau longitudinale și sub formă de stea) și constrânse sau ancorate (din cauza vegetației sau a reliefului preexistent) (fig. 15. 17).

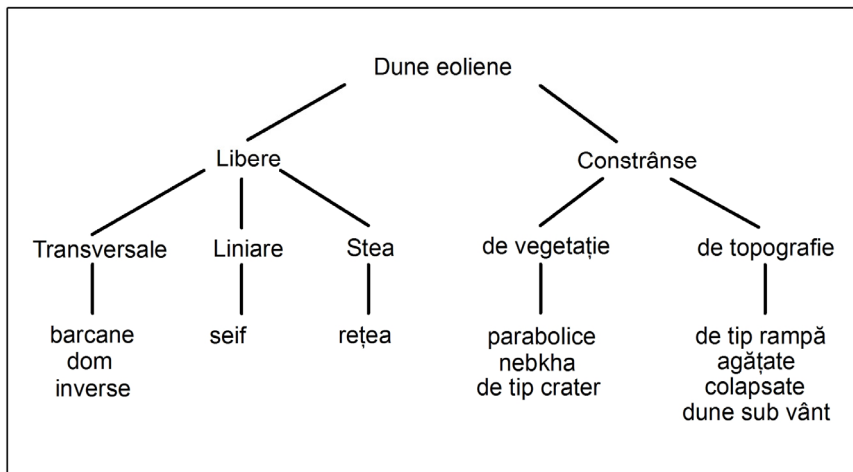


Fig. 15. 17. Clasificarea morfologică a dunelor
(Livingstone și Warren, 1996, citați de Wiggs, 2019)

După cum se poate observa în figurile 15. 18 și 15. 19 există relații strânse atât între tipul de dună și aprovizionarea cu nisip, cât și între disponibilitatea de nisip, vânt și gradul de acoperire cu vegetație.

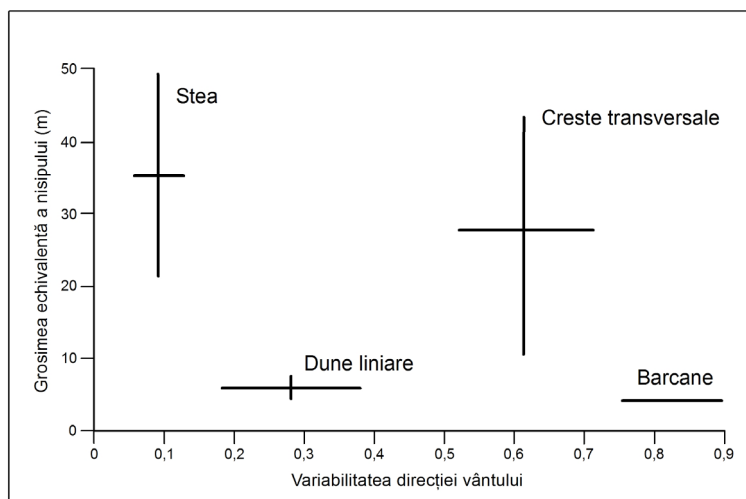


Fig. 15. 18. Relații între tipul de dună, regimul vântului și aprovizionarea cu nisip (Wasson și Hyde, 1983, citați de Huddart și Stott, 2010, p. 630)

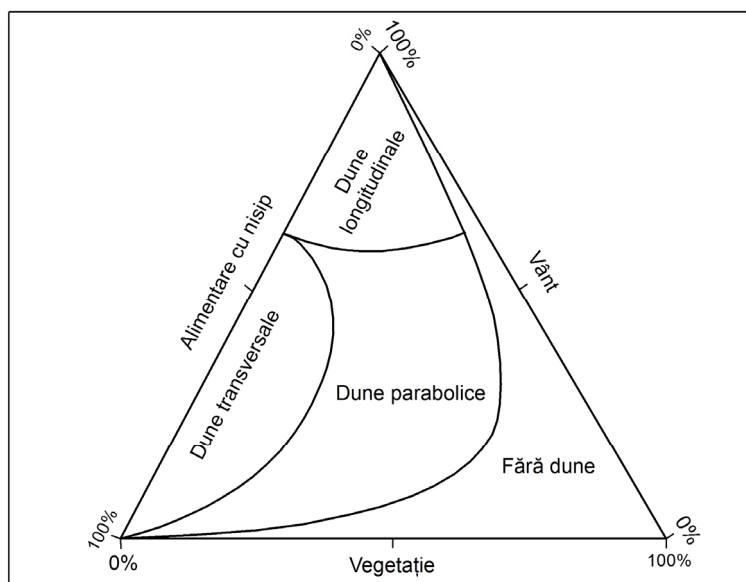


Fig. 15. 19. Relațiile dintre disponibilitatea de nisip, vânt și acoperirea cu vegetație (Hack, 1941, citat de Lancaster, 2005, p. 148)

Dunele libere se remarcă printr-o morfologie dictată de regimul vântului. Cele trei tipuri principale de dune, aferente acestei categorii (transversale, liniare și sub

formă de stea) prezintă fie doar un flanc orientat spre direcția din care bate vântul (în cazul celor transversale), fie mai multe (două în cazul celor liniare și cel puțin trei în situația celor sub formă de stea).

Dunele transversale sunt specifice regiunilor în care vântul bate intermitent dinspre o anumită direcție, care se poate schimba; în funcție de forma pe care o primesc dunele transversale pot fi: simple și de tip barcan (barchan).

Dunele transversale simple prezintă flancuri și creste paralele, orientate conform direcției vântului dominant (fig. 15. 20).

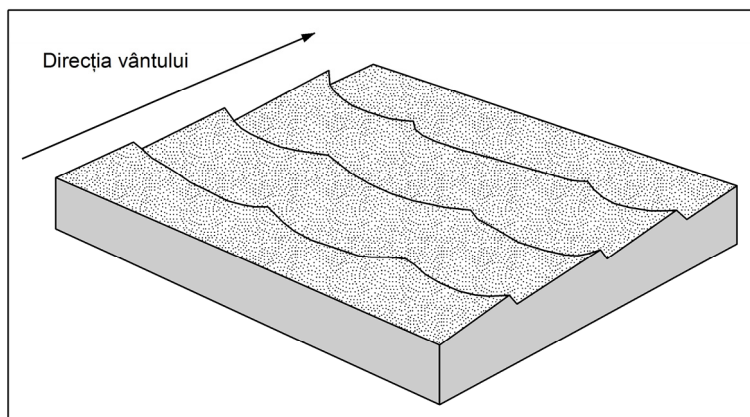


Fig. 15. 20. Formarea dunele transversale
(Nelson, 2001, citat de Rădoane et al., 2001, p. 266)

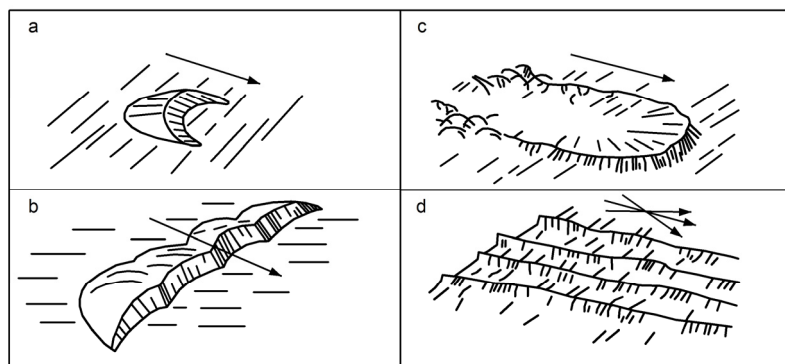


Fig. 15. 21. Tipuri de dune; a. barcane; b. dune în W; c. dune parabolice; d. dune longitudinale (Longwell et al., 1969, citat de Posea et al., 1976, p. 450)

Barcanele constituie dune cu formă de semilună, prevăzute cu flancul convex, mai lin și expus vântului, iar cel concav, mai abrupt și adăpostit (fig. 15. 21). Flancul lin are valori ale pantei de 2 – 10°, iar cel abrupt între 32 – 34° (Lancaster, 2005). Prin forma pe care o au, la care se adaugă marea răspândire, atât în deșerturi cât și în

lungul plajelor nisipoase, dunele de tip barcan constituie expresia clasică a formelor rezulte în urma acumulării eoliene.

Aceste dune se pot întâlni ca elemente izolate, cu precădere în regiunile netede și cu slabă alimentare de nisipuri eoliene, iar pe de alta ca șiruri de barcane, în regiunile în care există mai mult nisip eolian, care să poată fi mobilizat (Cooke și Warren, 1973). Dunele de tip barcan au fost descrise pentru prima dată și cercetate amănunțit de către Hedin (1903) în a Asia Centrală.

Majoritatea dunelor de tip barcan singulare au înălțimea cuprinsă între 3 și 10 m, cu toate că există și astfel de dune de dimensiuni mai mari, cum este de exemplu duna Pur Pur din Peru, care are 55 m înălțime; dunele din componența șirurilor de barcane au înălțimi cuprinse între 20 și 80 m distanța medie dintre dune variază de obicei între 100 și 400 m, dacă ele sunt singulare, și între 700 și 2.000 m dacă alcătuiesc șiruri de dune (Lancaster, 2005)

Astfel caracterizate, raportat la marile acumulări de nisipuri eoliene, barcanele se formează preponderent în următoarele două locuri: pe marginile mărilor de nisip și în cadrul coridoarelor de transport, care leagă zonele surselor de nisip cu zonele de depunere (Lancaster, 2005). Conform sursei citate ele ocupă aproximativ 40% din suprafața mărilor de nisip, dând nota dominantă în deșerturile Sahara, Thar, Takla Makan, Namib etc.

Dunele liniare, denumite și longitudinale, sunt specifice regiunilor în care vânturile bat, de obicei, din aceeași direcție tot timpul anului. La geneza lor își aduc aportul și vânturile dominante convergente oblic sau bidirecționale (fig. 15. 22), ceea ce favorizează dezvoltarea lor până la lungimi de zeci de kilometri (Rădoane et al., 2001).

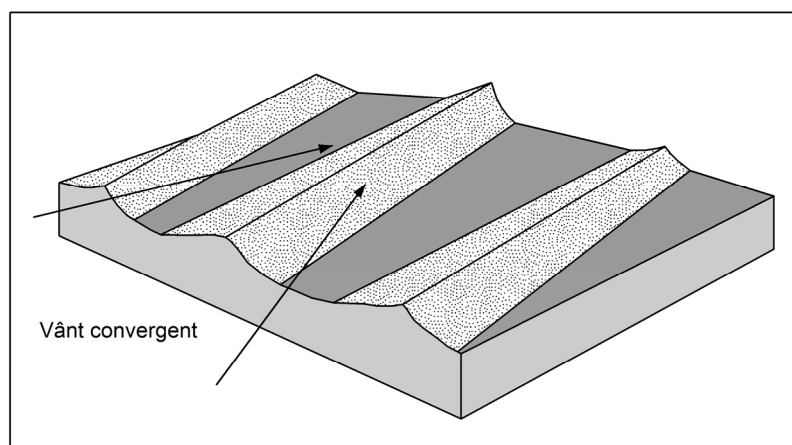


Fig. 15. 22. Formarea dunelor longitudinale
(Nelson, 2001, citat de Rădoane et al., 2001, p. 266)

Dunele liniare sunt printre cele mai comune tipuri de dună, fiind specifice marilor acumulări de nisip, unde se dezvoltă pe suprafețe considerabile, după cum se poate

remarca în Africa de Sud, Australia, Sahara, Arabia și China. Morfologia acest teritorii este dată de un model repetat de creste sinuoase care pot ajunge până la 200 m înălțime (Wiggs, 2019). Aceste dune se remarcă prin existența unor flancuri de acumulare, de-a lungul cărora transportul de nisip are loc paralel cu linia de creastă (15. 23).

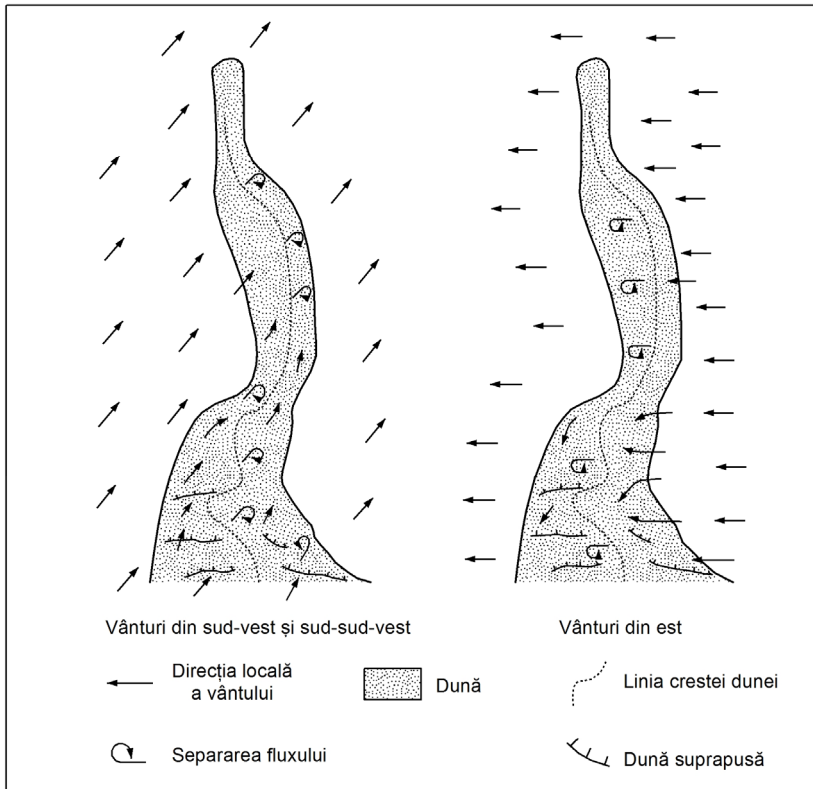


Fig. 15. 23. Modelul fluxului de aer peste o dună liniară (Bristow et al., 2000, citați de Lancaster, 2009, p. 572)

Din categoria dunelor liniare sau longitudinale se remarcă: dunele lungi și drepte și dunele seif.

Dunele lungi și drepte sunt reprezentate de creste înguste, fiind despărțite de troguri largi; la geneza lor contribuie îndeosebi vânturile unidirecționale dominante, care favorizează dezvoltarea vârtejurilor (Rădoane et al., 2001). Ele pot fi: simple, compuse și complexe (Lancaster, 2005). Indiferent de dimensiune ele se remarcă printr-un paralelism evident, printr-o distanță regulată între ele și prin raport ridicat între zonele de dune și interdune (Lancaster, 2005). Flancurile acestor dune au declivități cuprinse între 2 și 20°, cu mențiunea că valori mai reduse, de 2 – 4° sunt specifice părții inferioare, iar cele de peste 10°, părților superioare de creastă.

Dunele seif se evidențiază prin prezența unei creste sinuoase și ascuțite, cu aspect de S; ele sunt relativ scurte și pot evolua din dune de tip barcan (fig. 15. 24) sau din dune parabolice (Bagnold, 1941; Sharma, 2010). Astfel de dune sinuoase, cu creastă ascuțită, predonimă în partea estică a Deșertului Sahara (Lancaster, 2005).

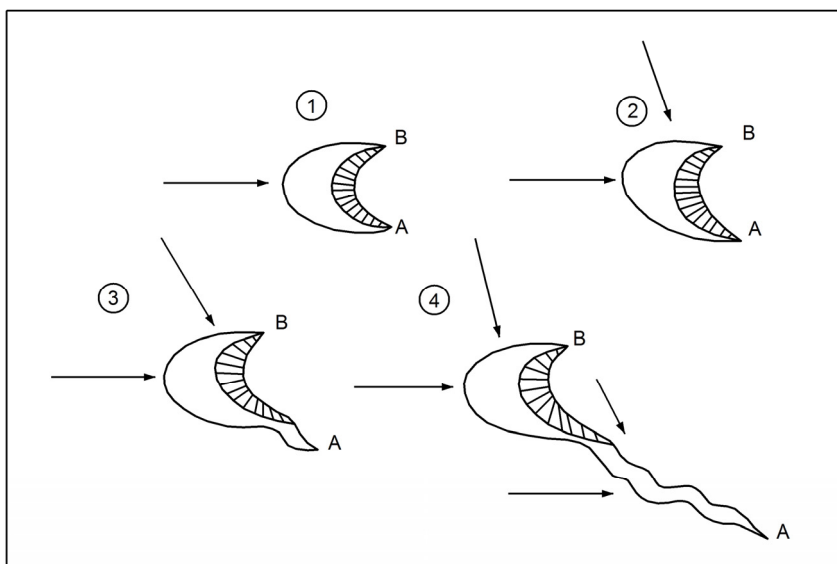


Fig. 15. 24. Dune seif; 1, 2, 3, 4 – stadii de formare; săgețile indică direcția vântului (Tsoar, 1984, p. 101)

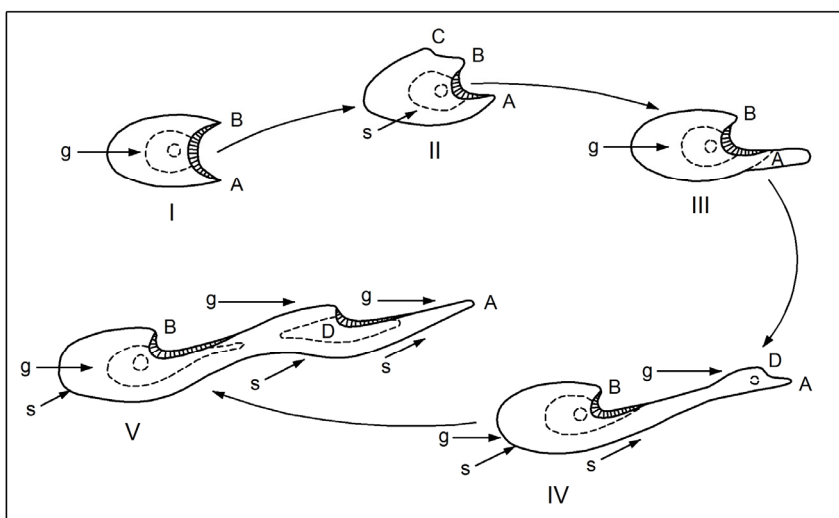


Fig. 15. 25. Modelul dezvoltării dunelor liniare pornind de la barcane; g – direcția vântului slab; s – direcția vântului puternic; I, II, III, IV și V – stadii evolutive; (Bagnold, 1941, citat de Gutierez 2005, p. 442)

În unele situații vânturile puternice pot determina trecerea dunelor de tip barcane în dune longitudinale (fig. 15. 25), din cauza spărturii care se formează în partea centrală a acestora (Bagnold, 1941).

Deosebirea dintre barcane și dunele longitudinale este și o chestiune de bilanț, între cantitatea de nisip transportată de vântul ușor și vântul puternic. Întrucât cantitățile de nisip transportate de cele două tipuri de vânturi diferă, se dezvoltă dune longitudinale, iar când cele două cantități aproape coincid se formează barcane.

Cele mai extinse suprafețe ocupate de dunele longitudinale se înregistrează în centrul Australiei (Deșertul Simpson-Strzelecki) și sudul Africii (Deșertul Kalahari), unde predominante sunt dunele lungi și drepte (Lancaster, 2005). Dacă suprafețele dintre dunele longitudinale devin foarte mari se formează depresiuni numite gassi; la partea inferioară a acestora din cauza eroziunii exercitate de vânt poate fi interceptată pânză freatică sau se poate aduna apă din precipitații, formându-se oaze.

Dunele sub formă de stea se remarcă prin elemente de mari dimensiuni (de ordinul sutelor de metri, inclusiv în ceea ce privește înălțimea, care poate depăși 300 m), și formă sub aspect de piramidă, din care se desprind brațe sinuoase radiare (Lancaster, 2005) (fig. 15. 26).

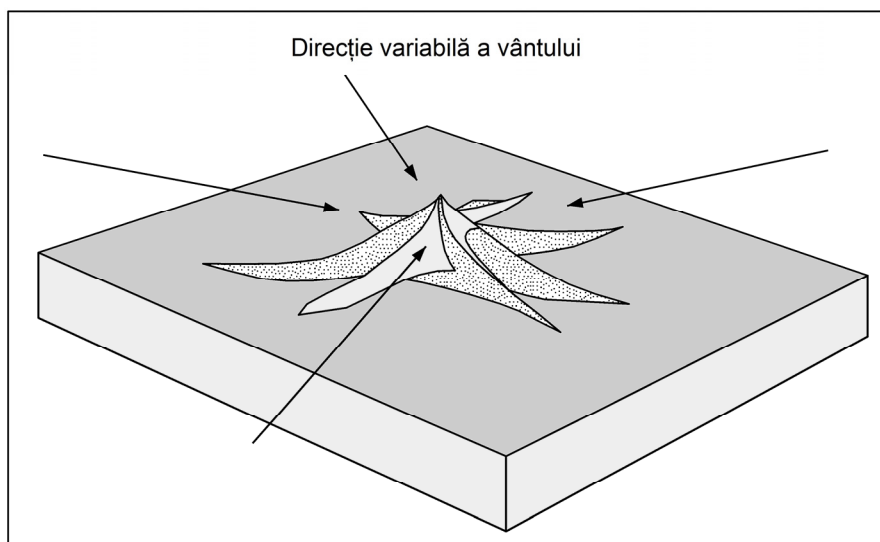


Fig. 15. 26. Formarea dunelor stea (Nelson, 2001, citat de Rădoane et al., 2001, p. 267)

Dunele de acest tip sunt specifice mărilor de nisip din Sahara (în Marele Erg Oriental din Algeria), Arabia, Namib, Gran Desierto etc., unde ocupă până la 10% din suprafața acestora, cu excepția ergului din Algeria unde ocupă 40% din suprafață (Mainguet și Chemin 1984). Astfel de dune lipsesc în mărilor de nisip din Kalahari, din Australia și din Deșerturile din India (Lancaster, 2005).

La formarea dunelor de tip stea se poate ajunge pornind de la dune preexistente de tip barcan (fig. 15. 27).

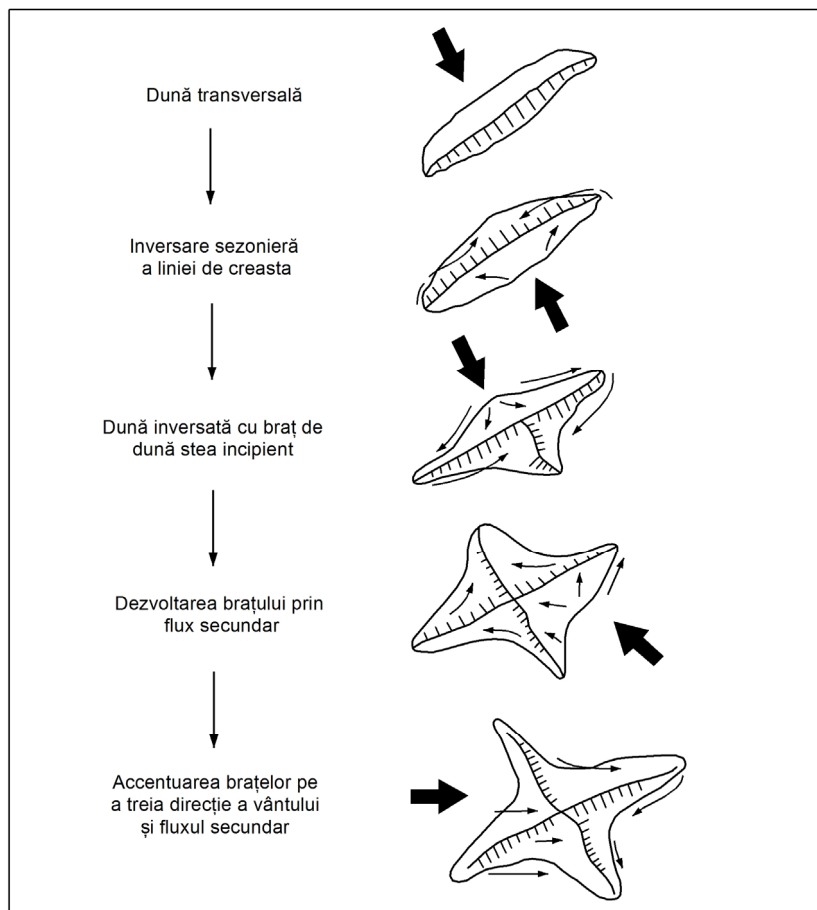


Fig. 15. 27. Modelul formării dunelor de tip stea (pornind de la dune de tip barcan) (Lancaster, 1989, citat de Lancaster, 2005, p. 145)

Numărul brațelor, care se desprind din partea centrală a dunei, este de trei sau patru, fiecare dintre ele fiind caracterizate de o creastă ascuțită, a cărei morfologie suferă modificări în funcție de schimbarea sezonieră a direcției vântului (Lancaster, 2005). De asemenea, conform autorului citat, nu toate brațele sunt la fel de dezvoltate, mai mari fiind cele orientate aproximativ transversal, față de direcțiile principale ale vântului. La partea inferioară și pe flancurile brațelor declivitatea se menține între 5 și 10°, iar la partea superioară, acolo unde sunt localizate crestele și înșeuările dintre ele, are valori cuprinse între 15 și 30° (Lancaster, 2005). La modul general, distanța dintre dunele sub formă de stea variază între 150 și 5.000 de metri (Breed și Grow, 1979).

Procesele de eroziune și de acumulare diferă sezonier pe flacurile brațelor dunelor de tip stea, în funcție de direcția vânturilor predominante (15. 28)

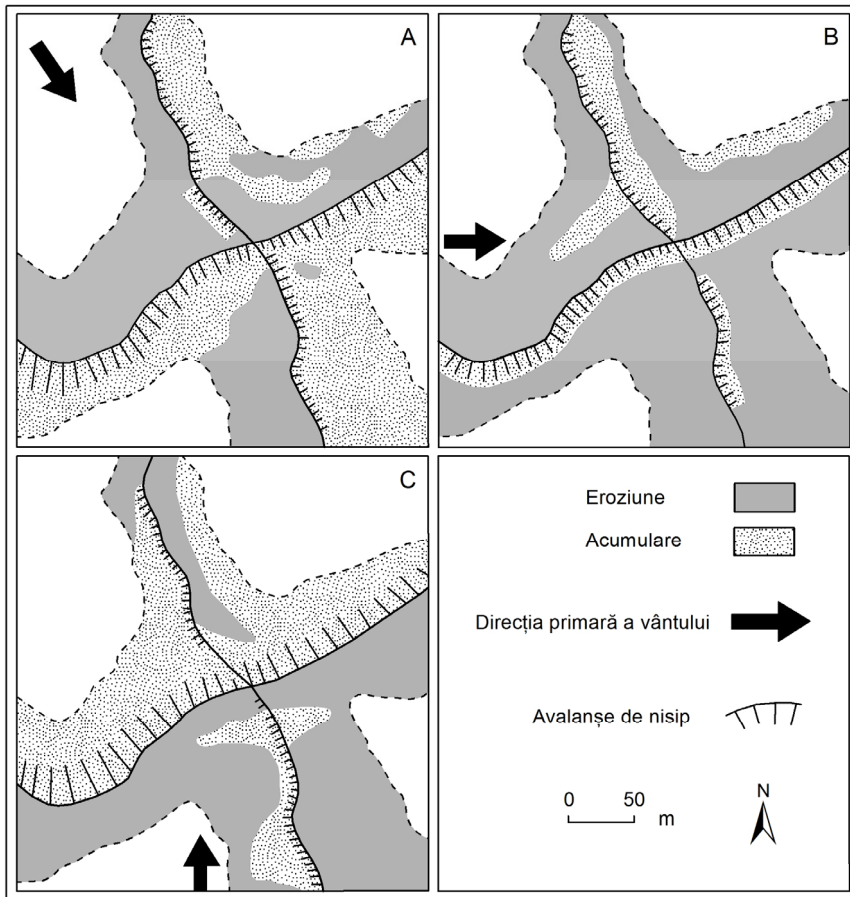


Fig. 15. 28. Modele de eroziune și acumulare pe o dună de tip stea din Gran Desierto; A - iarna vânturi din nord; B – primăvara vânturi din vest; C vara vânturi din sud (Lancaster, 1989, citat de Lancaster, 2005, p. 130)

La fel ca în cazul celorlalte tipuri de dune, și cele sub formă de stea apar fie izolat, fie împreună, dispuse sub formă de clustere liniare sau lanțuri de dune, a căror orientare este dictată de direcția vântului dominant.

Dunele sub formă de stea sunt asociate cu regimuri de vânt care sunt multidirecționale sau complexe, mai ales în lunile în care are loc cel mai mare transport de nisip (Fryberger 1979). Pentru regiunile unde s-au făcut măsurători ale direcției vântului, cum este în cazul Marelui Erg Oriental și Marea de Nisip Namib, s-a observat că regimul vântului bate din două (NNE-E vara și V-SV iarna), respectiv trei direcții principale, dintre care două dominate (SW-V și NE-E) (Lancaster, 1985a).

Dunele constrânse sunt determinate de prezența vegetației și a barierelor topografice, cele care determină acumularea nisipului în jurul sau în apropierea lor (fig. 15. 29). Dezvoltarea și evoluția acestor tipuri de dune este strâns legată de separarea fluxului de nisip și de accelerarea lui în jurul obstacolelor (Huddart și Stott, 2010). Principale tipuri de dune constrânse sunt următoarele:

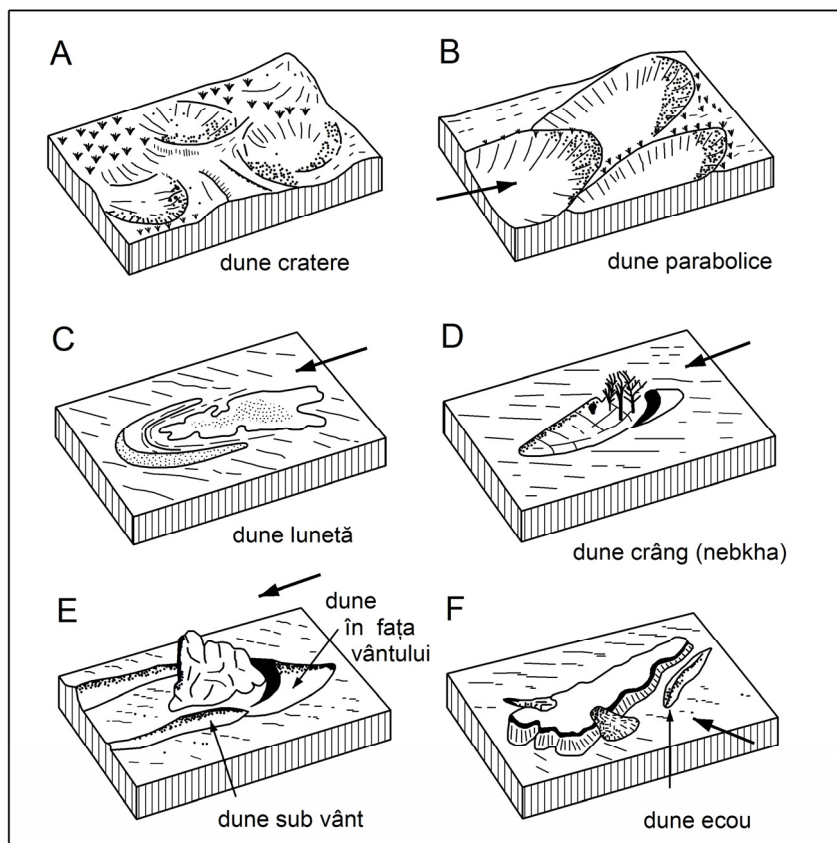


Fig. 15. 29. Tipuri de dune constrânse (Summerfield, 2013, p. 254)

- *dunele parabolice* se întâlnesc în regiunile cu vânturi unidirecționale, care prin deflație excavează culoare longitudinale (denumite brazde de vânt) și îngrădăsc nisipul la capătul acestora, sub formă de acumulare parabolică (Mac, 1976). Geneza lor este asociată cu prezența vegetației, care acoperă moderat depozitele de nisip (Lancaster, 2009). Ele se pot forma și la marginea unor depresiuni circulare sau ovale (formate tot datorită deflației) unde se depune un val de nisip semicircular sau parabolic (Posea et al., 1976). Acestea au frontul convex abrupt, iar frontul concav mai lin, plasat în bătaia vântului; comparativ cu barcanele sunt mult mai alungite (fig. 15. 21 și 15. 29). În condițiile în care spre aval gradul de acoperire cu vegetație scade, dunele parabolice fac tranziția către

dunele de tip barcan (Anton și Vincent, 1986). Astfel de dune sunt specifice în următoarele deșerturi: Thar (unde dau nota de specificitate), Kalahari, Arabia, Arizona, Colorado etc.

- *dunele crâng* sau *nebkha* reprezintă efectul acumulării nisipului lângă tufișuri izolate, pâlcuri de vegetație și smocuri de iarbă. Uneori au aspectul unor movile de nisip de dimensiuni reduse, având 1 m înălțime, 1 – 3 m lățime și 5 m lungime. Ele se pot forma și pe dune mai mari, în spațiile interdunare, în depresiunile pan, precum și locurile cu sebkhas (Goudie, 2013). Alături de regiunile deșertice ele se întâlnesc și în cele temperate, mai ales în lungul țărmurilor (fig. 15. 29 și 15. 30). În Namib au înălțimi de până la 3,5 m, iar în Mali variază între 0,35 și 0,72 m (Nickling și Wolfe 1994); în deșerturile din Sudan ele se numesc goze (Tufescu, 1966a).

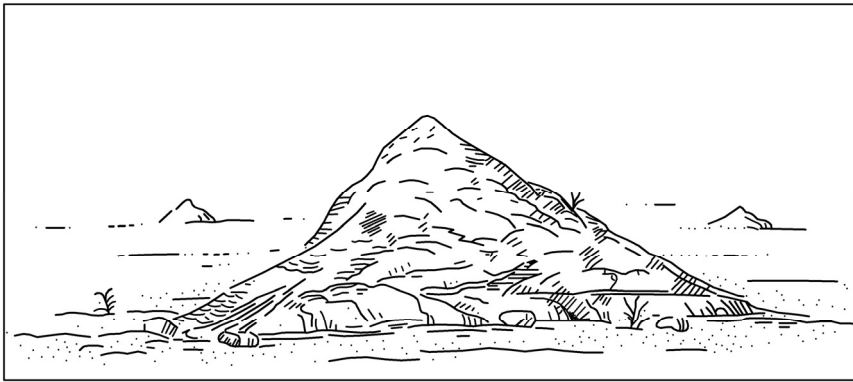


Fig. 15. 30. Acumulare eoliană de tip goze la sud de Biskra-Algeria (Tufescu, 1966a, p. 127)

- *dunele de tip lunettes*, sub formă de U sau și mai evazate, se pot forma pe marginile în aval, raportat la direcția vântului, ale plajelor de mici dimensiuni; sunt des întâlnite în deșerturile din Australia și în Kalahari (Lancaster, 2005). Astfel de dune întrunesc condiții propice de formare și pe suprafața depresiunilor lacustre sărăturate, precum și în cadrul lagunelor mareice; alături de nisip în componența lor sunt prezente și particule de argilă și sare;

- *dunele de tip crater* sunt caracteristice acumulărilor de nisip, care după ce inițial au fost stabilizate de vegetație, aceasta din urmă a fost îndepărtată. Acțiunea ulterioară a vântului, sub forma deflației, conduce la formarea unor microdepresiuni de tip crater (blowout), de formă circulară sau eliptică cu dimensiuni de doar câțiva metri; analizate separat, depresiunile de la partea superioară a acestor dune, pot fi încadrate în categoria celor de deflație, după cum s-a procedat în cadrul capitoului aferent formelor de eroziune eoliană;

- *dunele ecou* sunt consecința vârtejurilor mari și puternice, care se formează dacă vântul întâlnește o formă de relief abruptă și înaltă (fig. 15. 29). În condițiile date, nisipul și praful transportat de către vânt va fi depus la o anumită distanță, de

obicei de câțiva metri de peretele abrupt, formând o dună de întoarcere sau de respingere (echo-dune) (Grecu și Palmentola, 2003).

- *dune în fața obstacolului sau dune sub vânt* se formează atunci când obstacolele topografice determină reducerea vitezei vântului și crearea de vârtejuri (15. 31);

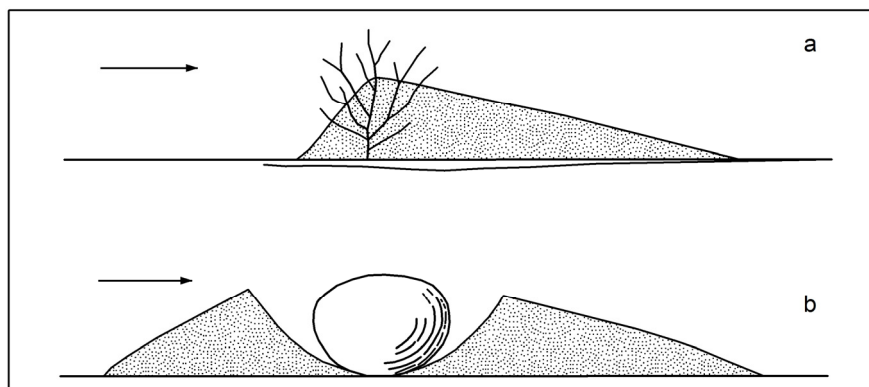


Fig. 15. 31. Formarea dunelor constrânse: a – obstacol penetrabil (de exemplu un tufiș); b – obstacol compact (un bloc de rocă) (Tufescu, 1966a, p. 122)

Morfologia variată a dunelor reflectă, în cele din urmă, dimensiunea particulelor de nisip și caracteristicile vântului de suprafață, care se referă îndeosebi la efortul local de forfecare al vântului (cel care determină viteza de transport al nisipului), precum și la variabilitatea direcțională a regimului anual al acestuia (Lancaster, 2005).

Fără a intra în detalii, așa cum se întâmplă în literatura de specialitate (Lancaster, 2005), pot fi identificați cinci factori care influențează tipul, alinierea, dimensiunea și distanța dunelor: caracteristicile regimului vântului, aprovizionarea cu nisip, dimensiunea și gradul de sortare a nisipului, gradul de acoperire cu vegetație și timpul (deoarece dunele sunt rezultatul unui proces continuu de acumulare. Sintetizând se poate reține că forma dunei este controlată în principal de regimul și direcția vântului, în timp ce dimensiunea particulelor de nisip și vegetația joacă roluri subordonate (Lancaster, 2009).

Alături de nisipul acumulat sub formă de dune există și alte tipuri de acumulări cum sunt cele de tip **zibar** și sub formă de **plăci de nisip** (sand sheets).

În cazul acumulărilor de tip zibar, este vorba de nisipul mai grosier existent în zonele interdunare, care neavând grosimi mari nu prezintă fețe de alunecare a granulelor și nici creste evidente, cum sunt cele ale dunelor propriu-zise (Holm, 1960; Warren 1972; Tsoar, 1983). Diferențele de nivel, de la partea superioară a acestor depozite de nisip rareori depășește 10 m (Lancaster, 2005). Depozitele de tip zibar sunt de obicei localizate în amonte de mările de nisip, acolo de unde a fost îndepărtat nisipul mai fin (Huddart și Stott, 2010).

Plăcile de nisip se dezvoltă în condiții nefavorabile formării dunelor, din cauza prezenței pânzelor freatice, a inundațiilor periodice, a cimentării nisipului, a granulometriei superioare a nisipului și a prezenței vegetației, care limitează furnizarea de nisip suficient pentru formarea dunelor (Kocurek și Nielson 1986). Cele mai extinse plăci de nisip cunoscute sunt cele situate în Sahara de Est, unde acoperă mai mult de 100.000 km² (Lancaster, 2005).

15.2.2.3. Mările de nisip

Mările de nisip (sand seas) reprezintă acumulări majore de nisip eolian, a căror geneză poate fi explicată prin referire la principiile de conservare a masei sedimentelor, similare cu cele care determină formarea și dinamica dunelor, doar că intervalul de timp necesar este mult mai mare (Lancaster, 2005). În Sahara acestea se numesc **erg**, în Asia centrală **kun**, iar în țările arabe **nefud**.

Uneori, pentru indicarea acestora se folosește și termenul de câmpuri de dune, chiar dacă alături de dune există și alte forme de relief, cum ar fi spațiile interdunare, zibarurile, foile de nisip etc. Cu toate acestea, pentru a se elimina unele confuzii, s-a stabilit convențional că mările de nisip au suprafața de peste 100 km², în timp ce câmpurile de dune nu depășesc această valoare (Lancaster, 2013).

Astfel definite și caracterizate mările de nisip sunt forme de relief de acumulare care dau nota de specificitate în deșerturile calde și temperate, precum și în unele zone litorale, unde conțin volume mari de nisip, de ordinul km³ (Lancaster, 2013).

Mările de nisip fiind alimentate, din zonele sursă, prin intermediul unor coridoare de transport a nisipului, de talie regională, întrunesc condiții favorabile de geneză acolo unde regimul vântului devine mai variabil, ca direcție, mai puțin energetic, pentru a transporta, sau unde căile de transport întâmpină obstacole topografice (Lancaster, 2005).

Cu toate că o mare de nisip pare destul de uniformă, analizată în detaliu, ea prezintă o zonificare evidentă. În partea dinspre care bate vântul grosimea depozitului de nisip este mai redusă, predominând ocolirea (de către nisipul proaspăt adus) și eroziunea, motiv pentru care predomină, foile de nisip, zibarurile și dunele de tip barcan; în partea centrală dominantă este acumularea, cauză pentru care depozitul format este mai gros, iar dunele mai complexe, în timp ce în partea posterioară (din aval) se remarcă scăderea grosimii depozitului și dominarea dunelor migratoare sau pe cale de extindere (Lancaster, 2005), din cauza surplusului de energie a vântului.

Mările de nisip se remarcă astfel printr-o morfologie variată alcătuită din: riduri, dune transversale de tip barcan, dune în W (rezultate din alăturarea mai multor barcane – fig. 15. 21), dune liniare (separate de depresiuni alungite), acumulări

neregulate de dune cu un relief confuz (denumite akle în Sahara), la care se adaugă dunele de mari dimensiuni de genul celor sub formă de stea și dom (fig. 15. 32).

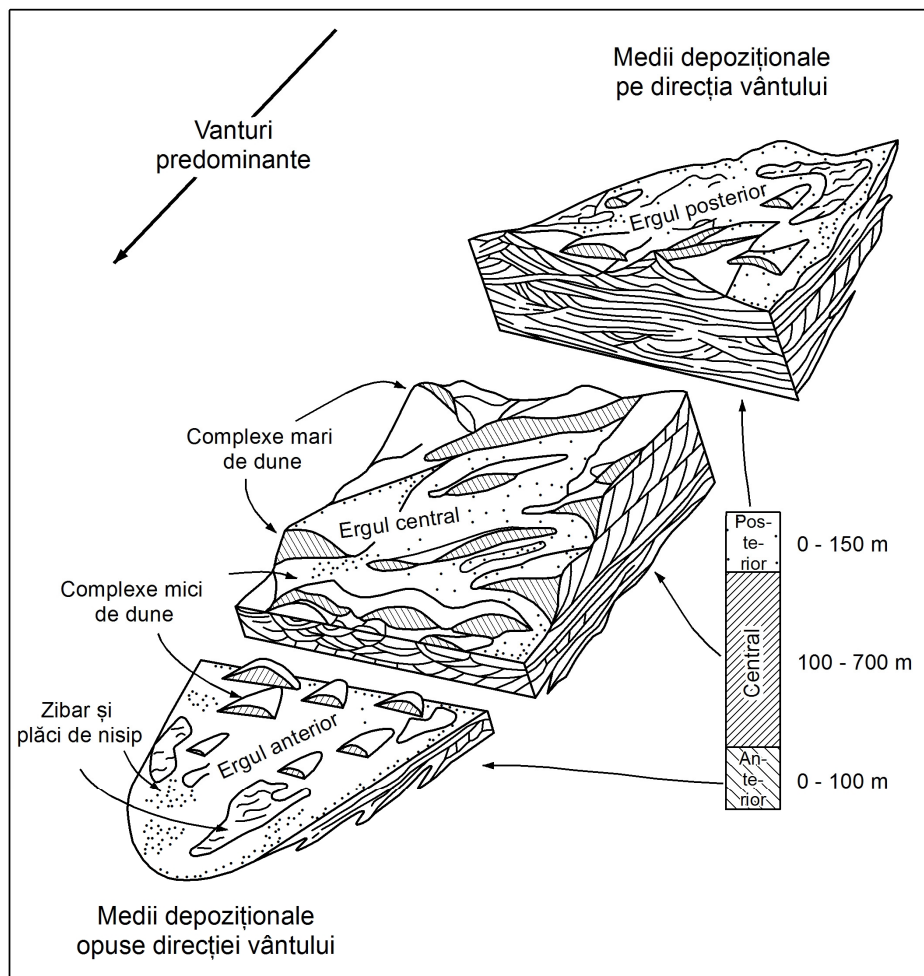


Fig. 15. 32. Ilustrare schematică a depozitelor specifice unei mări de nisip (Porter, 1986, citat de Lancaster, 2005, p. 173)

De exemplu, dunele de tip barcan se pot întâlni atât separat, dând nota de specificitate a unor porțiuni ale mărilor de nisip, cât și pe flancul inferior al dunelor sub formă de stea, unde se contopesc cu brațele care coboară din partea centrală a acestora (Lancaster, 2005). Conform autorului citat, dune de tip barcan se formează și în spațiile interdunare, dintre dunele sub formă de stea.

Când dunele simple individuale, de exemplu cele de tip barcan, se suprapun peste mega dune, cum sunt cele sub formă de stea, alcătuiesc ceea ce este denumit dune **draa** sau dune compuse și complexe (Lancaster, 2009).

La rândul lor dunele sub formă de stea, denumite și dune piramidale (ghourd sau rhourd) (fig. 15. 33), dau nota de specificitate a mărilor de nisip îndeosebi prin formă, dimensiuni și instabilitatea accentuată care le caracterizează la nivelul creștelor aferente brațelor care pornesc din partea centrală a dunei, uneori sub formă de spirală. Referitor la dimensiune, dunele sub formă de stea sunt cele mai mari tipuri de dune, ajungând la înălțimi de peste 300 m, motiv pentru care conțin un volum mai mare de nisip, decât orice alt tip de dună (Wasson și Hyde, 1983).

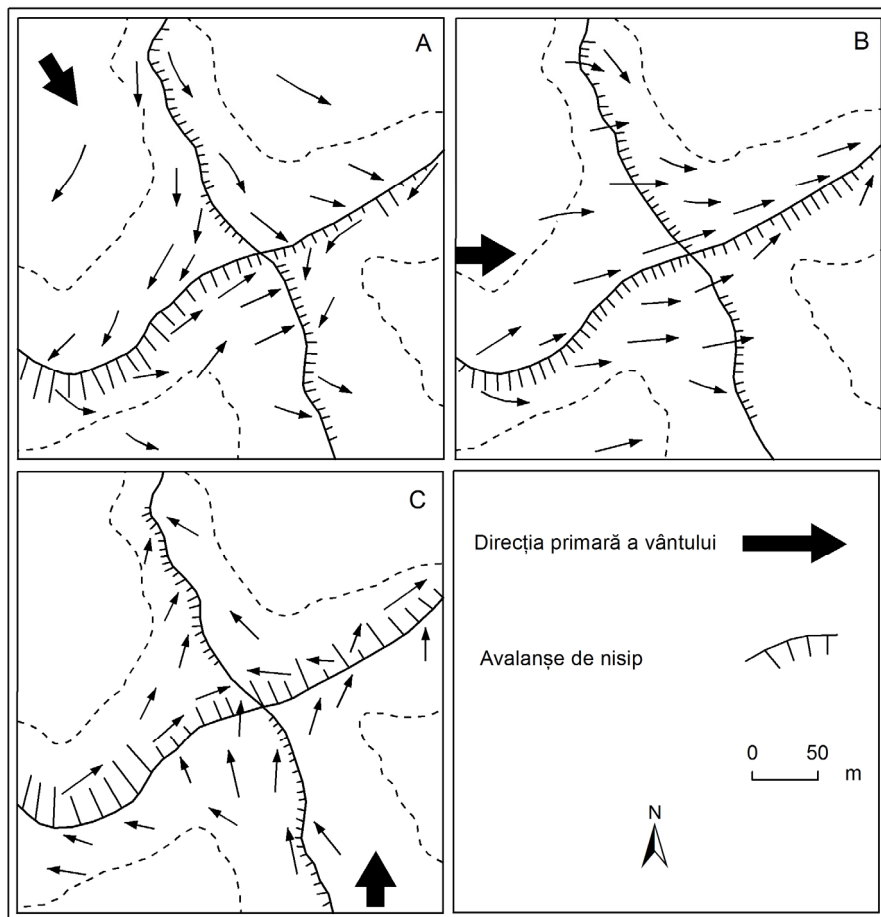


Fig. 15. 33. Modele ale direcției vântului peste o dună de tip stea; A vânturi din nord iarna; B vânturi din vest primăvara; C vânturi din sud vara (Lancaster, 1989, citat de Lancaster, 2005, p. 121)

Dunele de tip dom, care se remarcă prin faptul că nu au flancuri abrupte sub vânt (fig. 15. 34), dar pot atinge dimensiuni impresionante (Rădoane et al., 2001).

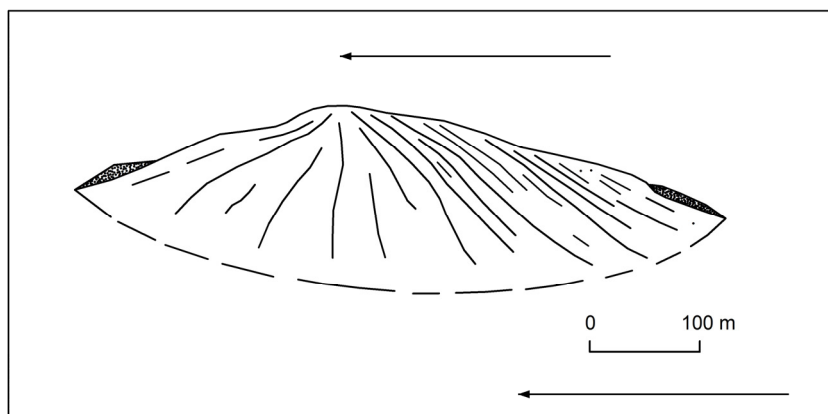


Fig. 15. 34. Dune de tip dom (Josan et al. 1996, citat de Blaga et al., 2014, p. 79)

Depresiunile alungite, existente în cadrul câmpurilor de dune, sunt de două tipuri: de tip **gassi**, când roca de bază este scoasă la zi, și de tip **feidj** (fig. 15. 35), când subasmentul stâncos mai este încă acoperit de o pătură subțire de nisip (Tufescu, 1966a; Posea et al., 1976).

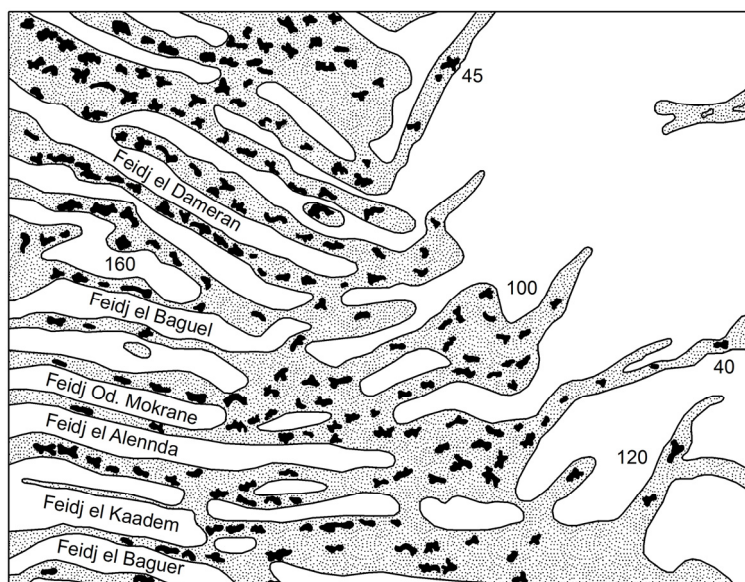


Fig. 15. 35. O parte din Marele Erg Oriental, cu dune paralele, culoarele dintre ele (feidj) și dune sub formă de stea (cifrele indică altitudinea relativă) (Tufescu, 1966a, p. 130)

În deșerturile Terrei mărilor de nisip se extind pe suprafețe de ordinul sutelor de mii de km², cel mai mare erg fiind Rub' al Khali (560.000 km²), din Arabia

(Huddart și Stott, 2010). Alături de acest exemplu, trebuie menționate mările de nisip și din alte deșerturi, cum sunt Sahara, cele din Asia Centrală, Australia sau Africa de Sud (fig. 15. 36), unde acestea acoperă între 20 și 45% din zonă clasificată ca aridă (Lancaster, 2009); conform autorului citat se consideră că în deșerturile din America de Nord și de Sud nu există mări de nisip extinse, iar dunele ocupă mai puțin de 1% din zona aridă.

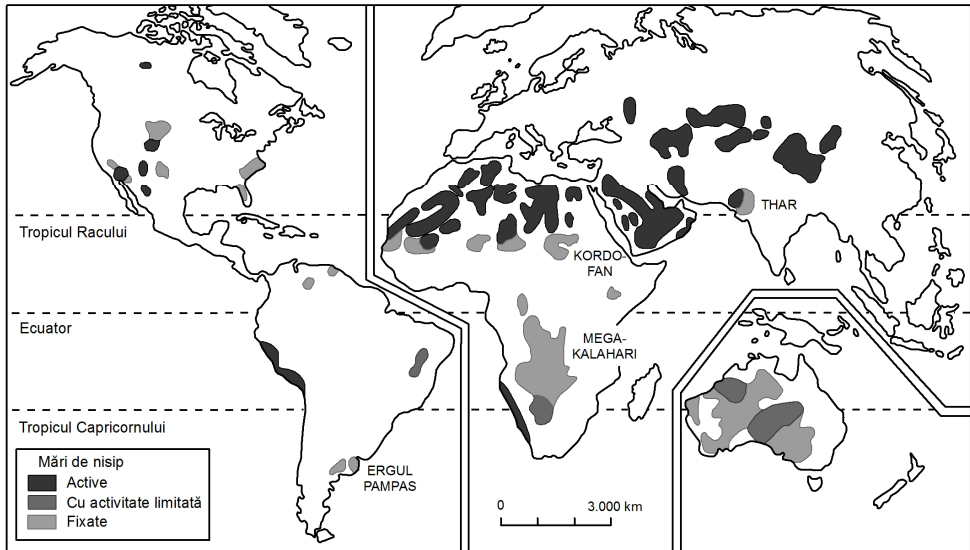


Fig. 15. 36. Localizarea principalelor mări de nisip (erguri) ale lumii
(Goudie, 2002, citat de Goudie, 2013, p. 161)

Pe măsura aprofundării mecanismului de formare a marilor acumulări de nisipuri eoliene s-a remarcat că, între vânt și relieful din fața curentului eolian există o relație cu efect de retroacțiune, care determină acumularea nisipurilor pe spații mari (Mac, 1986). Mai pe înțeles, marile erguri eoliene, potrivit autorului citat, trebuie apreciate ca forme de relief constrânse de un spațiu geomorfic. Astfel, marile acumulări de nisipuri sunt localizate în teritorii barate de un relief accidentat. Ca urmare, cu cât relieful din fața fronturilor eoliene este mai înalt și mai extins, pe direcția deplasării maselor de aer, cu atât efectul său spațial va fi mai mare, ergul câștigând în dimensiune (Mac, 1986).

Astfel caracterizate, mările de nisip relevă o acumulare episodică, ca răspuns la schimbările externe ale aprovizionării și mobilității sedimentelor specifice (fig. 15. 37). Deoarece ele cuprind volume mari de nisip și au fost nevoie de mii și sute de mii de ani pentru formarea lor, se pare că schimbarea condițiilor morfogenetice din timpul Cuaternarului au avut un rol important în evoluția lor (Lancaster, 2005).

De exemplu, în perioadele mai umede în care se înregistrează precipitații mai însemnate cantitativ, capacitatea mare de infiltrare și porozitatea nisipurilor favorizează creșterea și persistența vegetației, ceea ce poate determina stabilizarea parțială sau completă a dunelor (Goudie, 2013), precum și inițierea procesului de pedogeneză. Se mai poate adăuga că în scurtele perioade cu precipitații intense, scurgerea poate chiar eroda dunele (Talbot și Williams 1978; Yair 1990). În schimb, în perioadele aride se vor înregistra condiții nefavorabile instalării vegetației, ceea ce va avantaja creșterea mobilității nisipurilor acumulare odinioară.

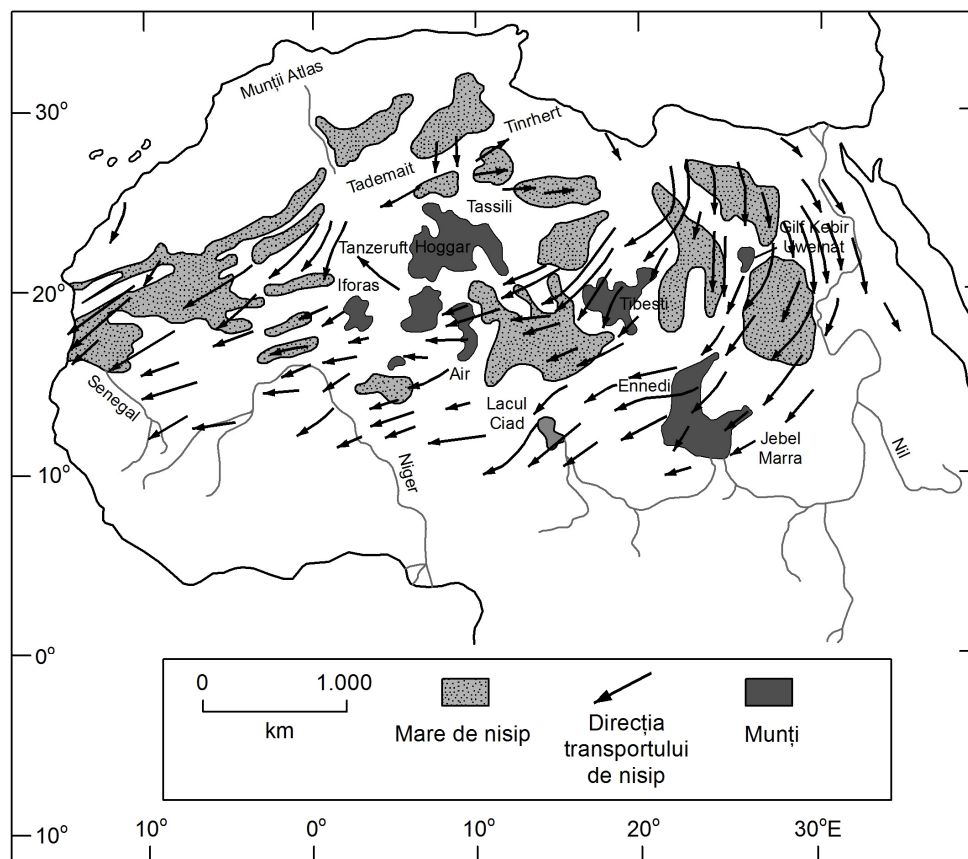


Fig. 15. 37. Căile de transport ale nisipului din Sahara pe distanțe lungi (Mainguet și Chemin, 1983, citați de Lancaster, 2009, p. 584)

Astfel de alternanțe a condițiilor morfogenetice s-au înregistrat în cea mai mare parte a Cuaternarului, dar și la sfârșitul Pliocenului (3,2–2,1 Ma) când este posibil să fi existat o creștere a circulației atmosferice, determinată de un gradient de temperatură mai abrupt, între Ecuator și poli, datorită dezvoltării criosferei bipolare (Marlow et al., 2000).

Ca dovadă a schimbării condițiilor stau dunele relict, dintre care multe sunt acoperite de vegetația de savană, cum sunt de pildă cele de la marginile mărilor actuale de nisipuri active din Sahel (Grove și Warren 1968; Talbot 1980, 1984), din sudul Africii (Lancaster 1981; Thomas 1984), India (Wasson et al. 1983; Chawla et al. 1991), Australia (Bowler 1976; Wasson 1984) și din vestul Statelor Unite ale Americii (Ahlbrandt și colab. 1983; Holliday 1989; Gaylord 1990) etc., care uneori se află la zeci și sute de km, de marginea zonelor cu dune active (Lancaster, 2005).

Toate aceste variații demonstrează că marile acumulări de nisip sau format episodic, pe fondul schimbărilor climatice și de nivel al mărilor și oceanelor, din timpul Cuaternarului, când s-a exercitat un control major asupra variației în timp și spațiu a sedimentării eoliene, fapt soldat cu geneza diferitelor generații de dune (Lancaster, 2005).

Comparativ cu activitatea eoliană din Cuaternar, cea actuală asigură uneori doar reorganizarea sedimentelor existente, ceea ce determină creșterea complexității tipurilor de dune (Lancaster, 2005), aferente mările de nisip.

Observațiile detaliate asupra dunelor mari și complexe, cum sunt cele liniare și de tip stea, atestă că ele sunt produsul unor episoade succesive de acumulare și remaniere a depozitelor de nisip, ceea ce înseamnă că morfologia dunelor complexe actuale ar putea să nu reflecte regimul vântului contemporan sau condițiile de aprovizionare cu sedimente (Lancaster, 2005).

Concluzii. Din lecturarea celor deja prezentate este lesne de înțeles că, geneza formelor de relief realizate de către agentul eolian, diferă categoric de cele geneate de către ceilalți agenți geomorfologici (fluvial, litoral, glaciari etc.), care își consumă energia pe suprafața Terrei. Afirmatia este susținută de faptul că vântul nu se raportează la un nivel de bază, el acționând în funcție de: distribuția presiunii atmosferice, dată de dinamica cicloanelor și anticicloanelor, de relief, de climat, precum și de repartiția și de relația care există între suprafețele de uscat și întinderile de apă.

Prin maniera în care generează forme de relief și prin particularitățile morfologice ale acestora agentul eolian se individualizează din rândul agenților geomorfologici, fiind cel mai dinamic dintre aceștia. La aceasta se adaugă faptul că acțiunea vântului nefiind supusă gravitației se face resimțită pe suprafețe considerabil de extinse, de tipul platourilor, văilor, versanților etc. (Tufescu, 1966a). Conform autorului citat, agentul eolian având un larg domeniu de acțiune, devine eficient unde ceilalți agenți nu se manifestă, el rămânând astfel singurul care poate prelucra fragmentele de rocă rezultate în urma meteorizației, deschizând noi fronturi de lucru pentru procesele și mecanismele prin care intervine dezagregarea și alterarea.

Pe suprafața de uscat a Terrei răspândirea reliefului eolian este semnificativă, cu toate că nu este uniformă. Chiar dacă în regiunile tropicale, cu deficit de umiditate,

relieful eolian este omniprezent, după cum este în cazul ergurilor, în altele, precum cele ecuatoriale formele eoliene au o prezență slabă, aproape lipsind (Achim, 2016).

De asemenea, urmărită sub aspectul distribuției altitudinale acțiunea eoliană este mai intensă pe versanți, interfluvii și la nivelul martorilor eroziv-structurali, îndeosebi când suprafața terenului este orientată către direcția din care bate vântul.

La modul general dinamica atmosferei influențează morfogeneza atât direct, prin simpla deplasare a maselor de aer, care antrenează nisip, generând relieful eolian, cât și indirect prin stimularea altor agenți, cum ar fi antrenarea apei, formându-se valuri și curenți, izbirea picăturilor de ploaie, doborârea și smulgerea copacilor etc. (Achim, 2016).

La fel cum agentul fluvial sau cel glaciari, în urma acțiunii îndelungate asupra scoarței terestre evidențiază structura geologică și caracteristicile rocilor și cel eolian lasă în urmă, pe alocuri, o morfologie care analizată în detaliu are mai degrabă apartenență la relieful structural și petrografic, decât la cel eolian. Se remarcă în acest sens: fronturile structurale și martorii de eroziune din Munții Tibești și Hoggar din Sahara, versanții abrupti ai unor depresiuni eoliene, cum sunt de exemplu cei din Depresiunea Qattara (din Egipt).

Cele menționate evidențiază cât se poate de clar că chiar și în cele mai aride locuri ale Terrei, la geneza reliefului nu participă doar un singur agent, în cazul de față cel eolian, ci asistăm și la influențe venite din partea altor agenți și factori, cum sunt cei de natură tectonică, structurală și petrografică.

Se deduce astfel că alături de procesele geomorfologice eoliene, cu cât vântul și uscăciunea diminuează, se manifestă și alte procese, de tipul celor fluviale (reprezentate de ueduri și scurgerea torențială a apei pe suprafețe înclinate), glaciare și periglaciare (în deșerturile reci), precum și de meteorizație (dintre care se remarcă dezagregarea).

De exemplu, modelarea fluvială chiar dacă acționează intermitent, acolo unde predominante sunt procesele și formele eoliene, determină geneza unor forme emblematic reprezentate de: văile de tip ued, pedimente și câmpii denumite playa. Urmărite în profil transversal pedimentul, bajada și playa alcătuiesc piemonturile de la baza abrupturilor montane din zonele aride și semiaride (fig. 15. 38).

Apa care tranzitează văile formate de **ueduri** se împrăștie pe suprafețe mari în locurile de debușare, motiv pentru care conurile de dejecție (alluvial fans) sunt slab dezvoltate. În același timp apa care se scurge periodic prin aceste văi nu se concentrează într-un talveg stabil, ci de fiecare dată are alt traseu. Se ajunge în acest mod la o lărgire excesivă a văilor pe care apa se scurge temporar. Fiind văi seci în cea mai mare parte a anului nisipul patului aluvial este spulberat de către vânt, generându-se pe această cale forme de relief eolian, în detrimentul celor fluviale.

Prin eroziunea intensă, realizată de către ueduri la nivelul suprafețelor de teren existent la baza abrupturilor montane se formează **pedimente**; în teritoriile aride și semiaride acestea sunt de eroziune, cu toate că temporar pe suprafața lor pot exista și aluviuni. În cuprinsul acestora, al căror înclinare este de maxim $7 - 8^\circ$, rămân martori erozivo-structurali de tip inselberg

Sub aspect altitudinal, la partea inferioară a pedimentelor, acolo unde se depun cele mai fine aluviuni transportate de ueduri se individualizează o suprafață de teren slab înclinată, cu aspect de câmpie denumită **playa**; la contactul acesteia din urmă și pediment, unde se depun formațiuni ceva mai grosiere se individualizează **bajada** (fig. 15. 38). În părțile cele mai joase ale acesteia se acumulează temporar apa adusă de ueduri sub forma unor lacuri și mlaștini sărate denumite sebkhas.

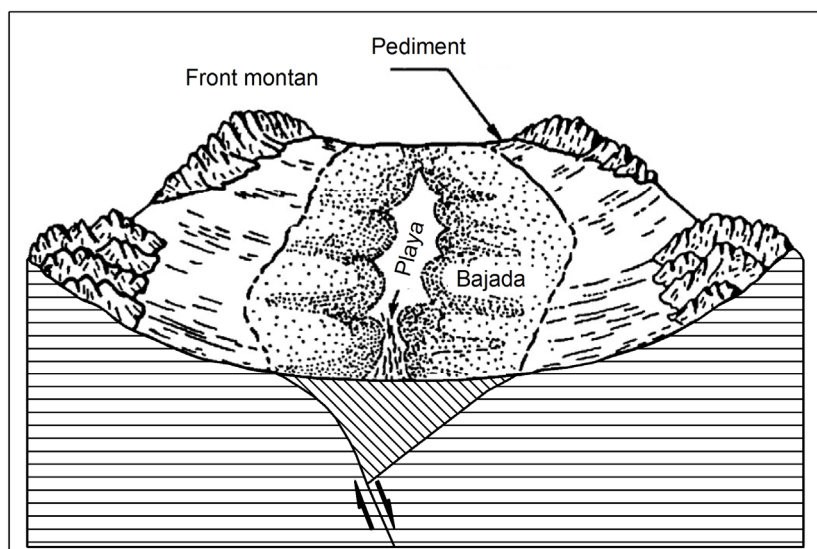


Fig. 15. 38. Poziția formelor de relief în cadrul unui complex morfologic din teritorii aride și semiaride, modelate periodic fluvial (Bloom, 1978, citat de Rădoane et al., 2000, p. 91)

În funcție de condițiile climatice anuale sau multianuale, după terminarea perioadei în care este posibilă scurgerea apei prin ueduri ori sub formă de sheet-flood (scurgere în pânză sau denudație peliculară), pe suprafața pedimentelor și a câmpiilor de tip playa, din nisipul și fragmentele de rocă existente, agentul eolian va genera forme de relief specifice, dintre care se remarcă dunele.

Sursa nisipurilor vehiculate de către agentul eolian este foarte variată, provenind atât în urma proceselor de meteorizație (îndeosebi datorită dezagregării), cât și în urma activității altor agenți, cum sunt cel fluvial, litoral, glaciatic etc. Culoarea nisipului variază și ea foarte mult, de la roșu închis (în Deșertul Kalahari), până la galben-roșcat (Arabia) sau galben pal (America de Nord) (Lancaster, 2005).

Cele mai extinse suprafețe, de ordinul sutelor de mii de km², în care dominante sunt formele de relief eolian, se întâlnesc în următoarele deșerturi: Sahara, Kalahari, Arabiei, Thar, Takla-Makan, Gobi, Victoria, Colorado, etc.

Legat de prezența prafului și al nisipului, care poate fi antrenat ușor de către vânt este și calitatea aerului, din regiunile unde predominantă este activitatea eoliană, cât și din regiuni mai îndepărtate unde ajung cu ușurință particule mobilizate de către marile furtuni de praf. De asemenea, acumularea nisipului adus de vânt pe terenuri agricole sau folosite în alte scopuri și pe suprafața căilor de comunicații, este apreciată ca un hazard asociat modelării eoliene.

CAPITOLUL 16

PROCESELE GEOMORFOLOGICE ȘI RELIEFUL ANTROPIC

Unul dintre cei mai deosebiți agenți geomorfologici, care acționează asupra scoarței terestre, este reprezentat de către om. Existența acestuia s-a făcut treptat simțită și sub aspect morfogenetic, dovadă stând geneza unei game variate de forme de relief.

Relief generat direct sau indirect de către om a intrat de timpuriu în atenția cercetătorilor, mărturie stând preocupările care analizează rolul omului ca agent geomorfologic. Pot fi menționate în sens lucrările: *La Geomorphologie et le hommes* (Tricart, 1953), *Man, a geomorphological agent* (Nir, 1983), *Human influence in geomorphology* (Goudie, 1993), *Anthropogenic Geomorphology. A Guide to Man-Made Landforms* (Szabo et al., 2010), *Antropizarea reliefului* (Josan, 2014), *Geomorphology in the Anthropocene* (Goudie și Viles, 2016), *Geomorphology and Society* (Meadows și Lin, 2016), *Urban Geomorphology. Landforms and processes in cities* (Thornbush și Allen, 2018) etc. Alături de acestea pot fi menționate și capitolele dedicate omului ca agent geomorfologic existente în următoarele tratate: *Environmental geomorphology* (Panizza, 1996 – capitol: Man as geomorphological agent), *Geomorphology for Engineers* (Fookes et al., 2005 – capitol: Urban Geomorphology), *Treatise on geomorphology* (Shroder, 2022 – capitol Anthropogenic geomorphology) etc.

Prin intermediul unor astfel de lucrări științifice s-a conturat o nouă direcție de cercetare orientată pe rolului omului ca factor și agent geomorfologic.

S-a profilat tot mai clar Geomorfologia antropică, ramură științifică care are drept scop identificarea, descrierea și analiza intervenției antropice în desfășurarea proceselor geomorfologice, precum și studiul formelor de relief rezultate prin activitatea omului (Josan, 2014). Noua direcție de cercetare a fost numită Antropogeomorfologie de către Piacente (2005), cea care o definește ca știința ce studiază rolul în timp și spațiu a acțiunii antropice, în determinarea unor noi forme de relief și în modificarea proceselor geomorfologice.

Omul agent geomorfologic. O dată cu intensificarea activităților desfășurate de către om el a început să interacționeze tot mai evident cu rocile și structurile existente în scoarța terestră. Omul a devenit astfel un agent morfogenetic a cărui prezență nu poate fi ignorată sub aspect geomorfologic

Prin activitatea organizată și conștientă desfășurată de către om, dar mai ales prin amploarea activităților la care s-a ajuns în urma exploziei demografice, el trebuie privit ca o forță esențială de modificare a substratului geologic, motiv pentru care se vorbește de un impact antropic asupra reliefului (Muntean, 2005).

S-a ajuns din astfel de motive ca la acceptarea Antropocenului ca intervalul de timp sau epoca în care activitățile umane au devenit atât de profunde și omniprezente încât rivalizează sau depășesc forțele naturii (Crutzen, 2002; Steffen et al., 2011; Hamilton, 2015; Goudie și Viles, 2016).

În acest context analizat sub aspect geomorfologic, omul a devenit un agent capabil să genereze nu numai forme de relief izolate, ci chiar ansambluri cu o fizionomie și o dinamică proprie (Mac, 1980a). În același timp se pare că este posibilă influențarea nu doar a proceselor exogene, ci și a celor endogene (James et al., 2013).

Raportat la timpul necesar derulării morfogenezei, în medie, modelarea antropică este caracterizată de o durată mult mai scurtă, comparativ cu cea realizată de către ceilalți agenți morfogenetici.

Cu toate că existența omului este dovedită, de mii de ani, intrarea sa în rolul de agent geomorfologic se leagă de ultimele patru milenii, din care în sensul cel mai apropiat al noțiunii se remarcă ultimele două secole (Ielenicz, 2005).

Astfel încadrat, omul intervine în modificarea substratului în cel puțin trei moduri: acționează direct sau indirect asupra proceselor geomorfologice (influențând dinamica acestora), creează involuntar (întâmplător) diferite forme de relief și generează intenționat forme de relief artificial (Mac, 1980a).

O dată cu intervenția omului modelarea reliefului, desfășurată anterior în regim natural, este înlocuită cu una în regim antropizat, guvernată de legi proprii (Posea și Cioacă, 2003). Ulterior încetării influenței antropice, modelarea se va desfășura într-un regim natural, dar pe fondul tiparelor antropice moștenite.

Maniera specifică de intervenție a omului a condus la găsirea unor termeni cât mai adecvați pentru a ilustra modelarea substratului. Dintre aceștia se remarcă cel de dinamică antropică sau accelerată, cu scopul de a marca diferențele de viteză, frecvență, intensitate de manifestare, amplitudine spațială, extindere temporală a proceselor geomorfologice specifice (Anghel, 2009).

Chiar dacă sub aspect procesual omul se manifestă asemănător celorlalți agenți geomorfologici, acțiunea sa se deosebește de a acestora prin următoarele (Josan, 2014):

- activitatea antropică nu este guvernată de legi naturale, ci de interese economice, fiind în funcție de dezvoltarea tehnico-științifică a societății;
- în majoritatea cazurilor, activitatea antropică se desfășoară în mod dirijat, iar ritmul proceselor generate este mult mai rapid;
- este discontinuă în timp, spațiu și ca intensitate;
- se realizează mai mult punctual, pe spații restrânse sau liniar;
- ritmul proceselor geomorfologice antropice este impus de structura socială, nivelul științific și tehnologic (de cultura unei societăți);
- poate fi întreținută sau abandonată după o perioadă de timp;
- efectele sale asupra mediului pot fi pozitive sau negative;

- nu tinde spre realizarea unui echilibru, iar dacă acesta se realizează este forțat și nesigur;

- se face cu un anumit scop.

Între activitatea antropică și procesele geomorfoloogice există relații de reciprocitate; de pildă, o alunecare de teren poate afecta infrastructura rutieră, dar în același timp și infrastructura poate să favorizeze declanșarea unei alunecări de teren, prin crearea unei pante artificiale pe versant sau prin trepidații (Blaga et al., 2014).

16.1. PROCESELE GEOMORFOLOGICE ANTROPICE ȘI INDUSE ANTROPIC

La fel ca ceilalți agenți geomorfoloogici omul acționează prin intermediul proceselor de eroziune, transport și acumulare, dar nuanțate în conformitate cu particularitățile sale.

Alături de procesele și formele de relief antropice propriu-zise, se remarcă și cele care au rezultat în urma influențelor induse de către om proceselor inițiate de către alți agenți geomorfoloogici. Înseamnă că de-a lungul timpului omul a acționat asupra scoarței terestre atât în mod direct, prin crearea unor noi forme de relief (tumuli, diguri, baraje, terase etc.), cât și indirect, prin stimularea sau inhibarea unor procese geomorfoloogice (Blaga et al., 2014). Indiferent de tipul acțiunii, intervenția antropică s-a accentuat simultan cu dezvoltarea tehnologică, ceea ce a făcut posibilă punerea la dispoziție a unor mijloace tot mai eficiente de modificare a substratului geologic.

Procesele geomorfoloogice antropice sunt cele rezultate în urma activităților prin care omul intervine direct asupra scoarței terestre. Ca exemplu de acțiuni directe pot fi menționate următoarele: schimbarea traseului cursurilor de apă, bararea văilor și realizarea lacurilor de acumulare, realizarea căilor de comunicații (feroviare, rutiere etc.), exploatarea substanțelor minerale utile, amenajarea terenurilor pentru agricultură, construcții civile, industriale etc.

În categoria proceselor geomorfoloogice antropice se includ cele de: excavare, transport, depunere, nivelare și compactare.

Excavările sunt procese de eroziune antropică; ele sunt necesare pentru edificarea spațiilor de locuit (fundații, bazine, pivnițe subsoluri, gropi), la realizarea carierelor (abrupturi de exploatare, trepte), în agricultură (canale de drenaj și de irigații), în navigație (amenajarea porturilor, canalelor de navigație), în industrie (șanțuri, excavări pentru instalații și utilaje), în amenajări hidrotehnice (secționarea versanților, canalizarea albiilor, săparea tunelurilor pentru aducțiuni); aceste acțiuni mai implică derocare de material, modificări ale valorii pantei, concepute și executate în baza unor norme tehnice (Ielenicz, 2005).

Mijloacele prin intermediul cărora se realizează excavările pot fi atât manuale (sapă, hârleț, târnăcop etc.), cât și tehnice (excavatoare, buldozere, cârțițe

pentru săpat galerii subterane, discuri tăietoare rotative acționate cu aer comprimat etc.) (Josan, 2014).

Transportul reprezintă în acest caz o verigă intermediară sau de legătură, între excavare și depunere, în procesul morfogenetic antropic. Materialele provenite în urma excavărilor sunt transportate, atât pentru a fi depuse în alte locuri, cât și pentru a fi folosite ca materie primă în diferite domenii de activitate (industrie, construcții, agricultură etc.) (Josan, 2014). Autorul citat, menționează în continuare că, pe măsura dezvoltării societății mijlocele de transport s-au diversificat și modernizat și ele, trecându-se cu timpul de la transportul cu roaba și coșuri purtate în spate, la tracțiunea animală și apoi la cea mecanizată (autocamioane, trenuri, vapoare, benzi transportoare, transport pe cablu etc.).

Depunerea constituie procesul de acumulare a rocilor, a solului și a altor tipuri de materiale (de exemplu betonul și asfaltul), fie cu scopul nivelării unor microdepresiuni (bălți, crovuri, pâlnii de sufoziune etc.), fie pentru construirea unor forme pozitive de tipul haldelor, barajelor, digurilor, movilelor (Ielenicz, 2005). Acestea au o formă geometrică precisă, de tipul trunchiului de piramidă, și dimensiuni de ordinul zecilor de metri. În categoria lor se includ și barajele de beton și anrocamente (Ielenicz, 2005). Depunerea materialelor poate fi definitivă (deșeuri, cenuși de la termocentrale, halde de steril etc.) sau temporară (depozite de balast) (Josan, 2014).

Nivelarea este un proces mixt, de eroziune și acumulare concomitentă, realizată cu scopul pregătirii terenurilor pentru diverse tipuri de construcții (locuințe, ansambluri social-culturale, sportive, platforme industriale, nivelarea unor terenuri afectate de alunecări și tasări ce urmează a fi utilizate agricol); nivelarea presupune atât secționarea formelor pozitive, cât și umplerea cu materiale a celor negative (Ielenicz, 2005).

Compactarea reprezintă procesul prin intermediul căruia elementele solide existente pe suprafața terenului (sol, rocă, umpluturi etc.) sunt apropiate între ele, sub acțiunea unei forțe exterioare (Josan, 2014); ea se poate realiza prin: presiune statică, acțiuni dinamice, vibrații etc.

Procesele geomorfologice induse antropic sunt numeroase și au loc în condițiile în care activitățile antropice sunt favorabile modificării dinamicii proceselor specifice altor agenți morfogenetici.

Acțiunea indirectă a componentei antropice se referă la: defrișarea pădurilor, destelenirea pajiștilor, aratul terenurilor perpendicular pe curbele de nivel, extinderea culturilor agricole, regularizarea cursurilor de apă și amenajările hidrotehnice, exploatarea balastului, mineritul la zi, activitățile industriale, apariția și extinderea așezărilor, dezvoltarea căilor de comunicații etc., activități care implică de cele mai multe ori secționarea versanților sau a altor suprafețe înclinate).

Toate aceste acțiuni și activități, în cazul în care nu au și o componentă preventivă, nu fac altceva, așa cum am precizat și atunci când am abordat și alte procese geomorfologice (cum ar fi scurgerea apei și deplasările în masă), decât să

contribuie la declanșarea și perpetuarea lor. Mai trebuie reținut că de cele mai multe ori activitățile antropice au loc pe terenuri caracterizate de un potențial ridicat de declanșare a proceselor geomorfologice.

În același timp, între activitatea antropică și celelalte procesele geomorfologice există relații de reciprocitate; de exemplu, o alunecare de teren poate afecta infrastructura rutieră, dar în același timp și infrastructura poate să favorizeze declanșarea unei alunecări de teren, prin crearea unei valori artificiale ale pantei artificiale versantului sau prin trepidații (Blaga et al., 2014).

Fără a mai enumera și detalia toate procesele geomorfologice și formele de relief generate de către ceilalți agenți, pe fondul influențelor omului, trebuie conștientizat că de multe ori acestea se manifestă și se formează din cauza acțiunilor și activităților antropice. De exemplu, este cât se poate de adevărat că nu omul este cel care împinge solul și roca pentru a declanșa o alunecare de teren, dar el prin defrișare, destelenire, suprapășunat etc., creează toate condițiile pentru ca aceasta să se declanșeze. De aici și dificultatea de a încadra unele procese și forme în categoria celor naturale sau antropice, motiv pentru care pot fi considerate ca induse antropic.

Pentru a evidenția eroziunea indusă antropic și a o deosebi de cea naturală sau normală se folosește termenul de **eroziune accelerată sau excesivă**, prin ea înțelegându-se „eroziunea mult mai activă care se declanșează în urma ruperii echilibrului forțelor naturii prin intervenția omului; de aceea i se mai spune și **eroziune antropică**” (Tufescu, 1966a, p. 29).

Eroziunea accelerată provocată de către om este favorizată de modul incorect de utilizare a terenurilor din regiunile caracterizate de un climat care menține într-un echilibru fragil învelișul vegetal și cel pedologic. Dintre modalitățile de utilizare a terenurilor, care suprasolicită solul față de potențialul său natural, se remarcă: defrișările, destelenitul, suprapășunatul, aratul perpendicular pe curbele de nivel când valoarea pantei depășește 7-12°, monoculturile de citrice, palmieri, arbori de cafea etc. Referitor la tipurile de climat, care favorizează eroziunea accelerată, se remarcă cele caracterizate de alternanța sezoanelor uscate, cu cele umede, cum este de exemplu în cazul celor temperat continentale, mediteraneene, tropicale, musonice etc. În condițiile date episoadele cu cea mai intensă eroziune se înregistrează îndeosebi la finalul sezonului secetos, când terenurile nu sunt protejate de un înveliș vegetal consistent.

Alături de influențele antropice nefavorabile se evidențiază și intervențiile care au rolul de a împiedica manifestarea unor procese geomorfologice cu conotații negative. În această categorie se includ: activitățile de împădurire, de plantare a pomilor fructiferi și a vitei de vie pe terenuri înclinate, după ce anterior au fost terasate; crearea de perdele de protecție împotriva spulberării solului și a nisipului; amenajarea ravenelor și torenților pentru stoparea evoluției și dezvoltării lor conform unor scheme care cuprind măsuri și acțiuni antierozionale; amenajarea hidrotehnică a râurilor prin realizarea de baraje și canalizarea albiilor; consolidarea malurilor unor

plaje pentru a frâna acțiunea distructivă a valurilor; reabilitarea ecologică a haldelor de steril și a terenurilor decopertate în scopul activităților miniere la zi etc.

Toate aceste activități antropice, fie că sunt de semn pozitiv sau negativ modifică relieful preexistent, prin intervenția asupra lui și a proceselor geomorfologice. Această tematică este pe larg prezentată în cadrul următoarelor lucrări de specialitate: *Human influence in geomorphology* (Goudie, 1993), *Anthropogenic Geomorphology. A Guide to Man-Made Landforms* (Szabo et al., 2010), *Antropizarea reliefului* (Josan, 2014), *Geomorphology in the Anthropocene* (Goudie și Viles, 2016), *Geomorphology and Society* (Meadows și Lin, 2016), *Urban Geomorphology. Landforms and processes in cities* (Thornbush și Allen, 2018) etc.

16.2. RELIEFUL ANTROPIC

Chiar dacă omul acționează de mii de ani asupra scoarței terestre, peisajele geomorfologice antropice au început să își facă simțită prezența abia în ultimii 200 de ani, când pe fondul exploziei demografice a început prelucrarea agricolă pe suprafețe extinse a terenurilor, exploatarea resurselor minerale, realizarea căilor de comunicații moderne, extinderea vetrelor de așezări etc. (Roșian, 2017).

Formele de relief antropic ocupă suprafețe însemnate pe terenurile prelucrate agricol, unde realizarea de agroterase, canalele de drenaj, de irigație, drumuri de exploatare etc. a condus la modificarea substanțială a reliefului preexistent. Inclusiv aratul terenurilor conduce la modificarea substanțială a micro-morfologiei existente anterior, pe suprafața pajiștilor care au fost deștelenite.

La rândul ei, exploatarea resurselor minerale în subteran sau la zi, determină atât forme de eroziune, de tipul excavațiilor, cât și de acumulare, de tipul haldelor de steril.

Realizarea căilor de comunicații moderne în unitățile montane și deluroase a fost însoțită de modificări esențiale ale reliefului, care au însemnat relocarea unor volume mari de materiale cu ocazia realizării de tuneluri, rambleuri, debleuri, viaducte, ziduri de protecție și de sprijin, șanțuri de drenaj etc. (Mac, 1980a).

În intravilanul așezărilor urbane se înregistrează una dintre cele mai profunde modelări antropice ale reliefului inițial. De exemplu, în situația marilor aglomerări urbane suprafețe extinse de teren sunt utilizate pentru construcții de clădiri, căi de comunicații, diguri de protecție, locuri de recreere și agrement, astfel că relieful preexistent îmbracă o cu toată altă fizionomie (Mac, 1980a).

Formele de relief rezultate în urma proceselor antropice compun un tablou vast, fapt care îndeamnă la sintetizarea tipurilor existente sub forma unei scheme de clasificare (Louis, 1968 și Zapletal 1969, citați de Mac, 1980a și 1996).

1. Forme de relief rezultate în urma extragerii și prelucrării materialelor utile: mine, cariere, șanțuri, puțuri, galerii de prospectare și extracție, halde, movile, terase artificiale etc.

2. Forme de relief datorate proceselor industriale: grămezi de deșeuri și reziduuri, bazine și gropi artificiale pentru ape uzate și decantarea mălurilor de la flotații.

3. Forme de relief rezultate în urma activităților agricole: agroterase, terase, valuri de pământ, canale de irigație și drenaj, șanțuri etc.

4. Forme datorate amenajării centrelor de locuit: movile de pământ, taluzuri, suprafețe betonate, pavate, asfaltate, gropi și bazine de depozitare a produselor reziduale (fig. 16. 1);

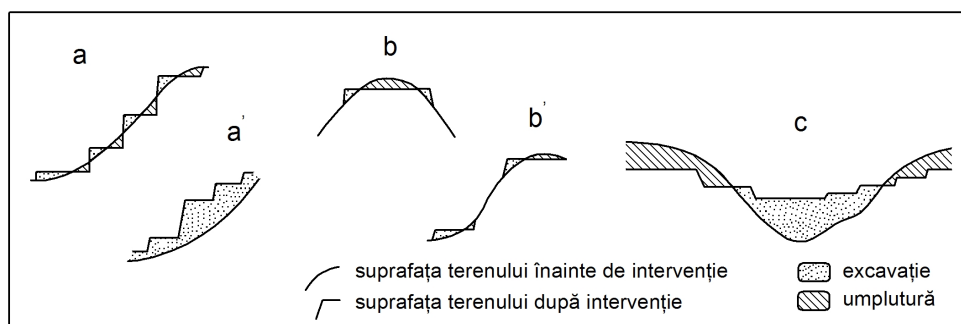


Fig. 16. 1. Modificări antropice ale reliefului și crearea de forme noi în procesul dezvoltării construcțiilor rezidențiale (Tamura, 1978, citat de Mac, 1996, p. 298)

5. Forme de relief generate de construcția căilor de comunicații: excavații, umpluturi cu materiale, tuneluri, promontorii, diguri, avanposturi, spărgătoare de valuri, piste de aterizare etc.

6. Forme pentru protejarea malurilor: diguri, baraje, poldere, albie artificiale, canele, insule artificiale etc.

7. Forme de relief cu rol de fortificații și acțiuni militare: șanțuri de apărare, tranșee, platforme de lansare a rachetelor, gropi de explozie etc.

8. Forme de relief legate de amenajări speciale: gorgane de pământ cu rol de cimitire, piramide, movile memoriale și triumfale, arene sportive și temple de pământ.

Sintetizând clasificarea schematică menționată anterior, în cele ce urmează vor fi caracterizate principalele forme de relief antropice, și anume: cele generate de excavări și depuneri.

16.2.1. Formele de relief generate de excavare

Diversitatea modalităților de a excava suprafața terestră se reflectă în gama variată a formelor de relief rezultate, dintre care cele mai importante vor fi prezentate în continuare.

Catacombele reprezintă tuneluri subterane dispuse pe mai multe niveluri, care au funcție religioasă și de adăpost (Josan, 2014). Cu toate că nu apar în peisajul geomorfologic decât foarte rar, ele au existat din cele mai vechi timpuri. Săparea de

grote în versanții văilor, care îndeplineau rol de locuri de adăpost împotriva fenomenelor climatice sau a animalelor, a fost la fel de importantă ca asigurarea hranei (Josan, 2014). Spre exemplificare pot fi menționate catacombele romane, apoi cele din Turcia, Malta Egipt, România (Schitul Corbii de Piatră, de pe versantul stâng al Râului Doamnei), Spania, Franța etc.

Golurile miniere au rezultat în urma exploatării substanțelor minerale utile, o dată cu apariția și dezvoltării mineritului. În categoria lor se includ (Josan, 2014):

- **galeriile de mină** sunt asemănătoare cu tunelurile și au funcție de transport și de aeraj;

- **abatajul** este locul de unde se extrage minereul prin tăiere, prin intermediul mijloacelor manuale sau mecanice;

- **camerele de exploatare** sunt specifice exploatării unor substanțe minerale utile cum este sarea; formă lor poate fi conică sau trapezoidală;

- **puțurile** reprezintă goluri verticale, înclinate sau orizontale, care permit accesul la galerii.

Astfel de forme sunt specifice exploatărilor miniere subterane, cum sunt de exemplu cele de cărbune din Valea Jiului, de sare din Depresiunea Transilvaniei (Praid, Turda, Ocna Dejului etc.), de metale prețioase din Munții Apuseni etc.

Tunelurile sunt și ele galerii subterane, dar care au apărut din necesitatea scurtării unor distanțe sau a evitării unor obstacole naturale. Acestea pot fi săpate în masive montane, sub ape curgătoare, lacuri strâmtori sau în subsolul unor așezări (Josan, 2014). După sursa citată, raport la scopurile pentru care au fost construite tunelurile sunt de mai multe tipuri: pentru realizarea unei căi de comunicație (rutieră, feroviară etc.), hidrotehnice (folosite pentru captarea unor râuri sau pentru alimentarea cu apă a unor obiective), pentru navigație și plutărit, pentru industria minieră, tuneluri pentru conducte și cabluri etc.

Tunelurile sunt unele dintre cele mai impresionante construcții civile. Realizarea lor necesită metode și tehnologii deosebite. De exemplu, pentru excavare se utilizează utilaje speciale cum sunt: scutul, semiscutul, chesonul, iar consolidarea se face prin silicotizare și congelare (Josan, 2014). Elementele componente ale unui tunel sunt: fundația, zidurile drepte și bolta.

Construirea tunelurilor presupune excavarea unor cantități impresionante de rocă, care pot fi folosite ulterior la realizarea altor obiective (terasamente pentru căi de comunicații, baraje etc.) sau pot fi depozitate sub formă de halde. De exemplu, pentru construcția tunelului Seikan din Japonia au trebuit excavate 6,33 mil. m³ de rocă (Josan, 2014), iar pentru tunelul din Masivul St. Gotthard din Alpii Elvețieni a fost necesară derocarea a 28 mil. m³ de material (https://en.Wikipedia.org/wiki/Gotthard_Base_Tunnel).

În categoria celor mai lungi tuneluri realizate se remarcă: Gotthard Base Tunnel (57 km), Seikan (53,8 km) și Eurotunelul de sub Canalul Mânecii (50,50 km).

Carierele au apărut o dată cu exploatarea în sistem suprateran sau la zi a substanțelor minerale utile; din cauza avantajelor economice pe care le prezintă, comparativ cu exploatarea în subteran, s-au extins considerabil în ultimele decenii, lăsând în urmă peisaje miniere dezagreabile, în lipsa măsurilor de reabilitare a terenurilor, după terminarea exploatărilor.

Extragerea substanțelor minerale se poate face manual, cu utilaje specializate sau prin detonări. Deschiderea unei cariere se poate realiza prin dezvelire, prin tranșee drepte, pe planuri înclinate etc. (Lupei, 1968). Analizate în profil transversal carierele sunt de mai multe tipuri (fig. 16. 2).

În carieră exploatarea materialelor are loc sub formă de trepte, alcătuite din două elemente: berma și taluzul. Berma constituie partea orizontală a treptei, care asigură extragerea substanțelor minerale utile și apoi transportul lor. Taluzul este interpus între berme, iar înălțimea și înclinarea sa depind de caracteristicile rocilor (coeziune, porozitate, permeabilitate, masivitate etc.) și de tipul utilajelor folosite (Josan, 2014).

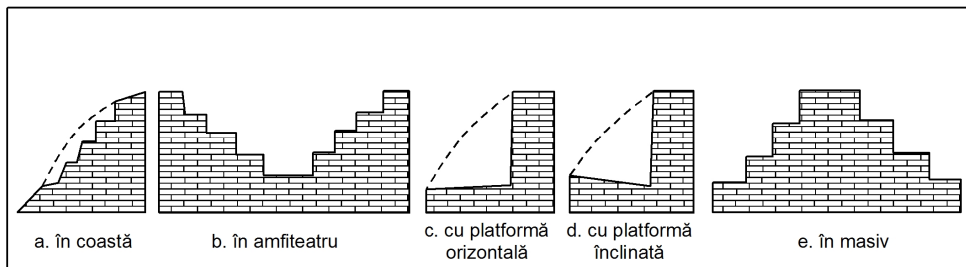


Fig. 16. 2. Tipuri de cariere (Stamatiu și Ușer, 1952, citat de Josan, 2014, p. 198)

Dintre carierele existente în România se remarcă cele de la: Roșia Poieni (minereu de cupru), Roșia Montană (zăcămintă aurifere), Rușchița (marmură), Aghireșu-Fabrici (nisipuri cuarțo-caolinoase), Munții Căliman (sulf), bazinele Motru și Rovinari (cărbune) etc. La acestea se pot adăuga câmpurile miniere la zi din America de Nord, Africa, America de Sud, Asia etc.

Balastierele sunt de obicei localizate în albiile sau în luncile râurilor și constituie locul de extragere a balastului. Alături de formele de relief rezultate din exploatarea balastului are și alte conotații geomorfologice, dintre care se remarcă: dispariția unor microforme de relief (meandre părăsite și brațe moarte), crearea de lacuri și gropi după abandonarea lor, coborârea patului albiei minore, care la rândul ei are o serie de consecințe (eroziunea accelerată la maluri, afectarea stabilității unor poduri sau diguri etc.) (Josan, 2014). Dintre numeroasele balastiere existente pe râurile din România se pot menționa cele din albiile Someșurilor, Mureșului, Târnavei Mari, Oltului, Cibinului etc.

Debleurile reprezintă excavații sub nivelul suprafeței terestre, utilizate pentru realizarea platformei unui drum sau a unei căi ferate, precum și pentru executarea unui canal deschis.

Canalele de navigație sunt albie artificiale, ce legă între ele două mări, două fluvii, un râu și un lac, care servesc navigației sau realizării de construcții hidrotehnice (Josan, 2014). În orașele din vecinătatea mărilor sau situate sub nivelul mării, așa cum este în nordul Olandei sau la Veneția, canalele înlocuiesc străzile. După cum se poate observa în fig. 16. 3, canalele de navigație prezintă mai multe elemente.

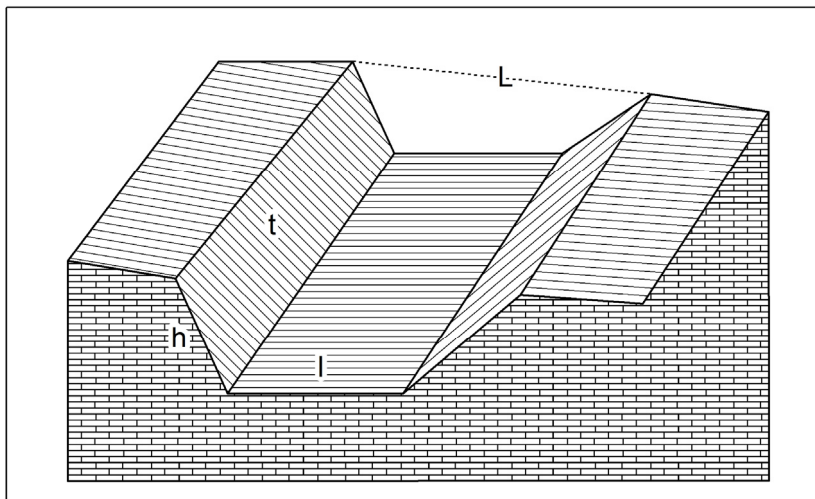


Fig. 16. 3. Elementele unui canal: L – lățimea la terasament; l – lățimea la radier; h – adâncimea; t – taluz (Josan, 2014, p. 203)

Acestea sunt printre cele mai reprezentative forme de relief, rezultate în urma excavarilor liniare, realizate de către om. Volumele de material dislocat și relocat este de obicei de ordinul sutelor de milioane de m³. De exemplu, pentru construirea Canalului Dunăre – Marea Neagră au fost dislocați 300.800.000 m³ de sol și rocă (Josan, 2014). Alături de acesta se remarcă și următoarele: Canalul Panama, Canalul Suez, Canalul Corint, Canalul Rin-Main-Dunăre etc.

Canalele de irigație reprezintă elemente componente ale sistemelor de irigație, care au drept scop completarea deficitului de umiditate (Josan, 2014). În profil transversal, în majoritatea cazurilor, ele sunt de formă trapezoidală. În scopul diminuării pierderilor de apă, prin infiltrații, taluzurile și radierul canalelor de irigație sunt căptușite cu îmbrăcăminte de beton, cu dale sau cu membrane impermeabilizate. Dintre sistemele de canale de irigație se remarcă cel din Câmpia Română.

Canalele de desecare au drept scop eliminarea surplusului de apă, de pe terenurile cu exces de umiditate; forma lor este asemănătoare cu a celor de irigație. Alături de funcția de evacuare a apei ele au și rolul de a coborî nivelul freatic. În

categoria acestora se remarcă cele realizate în Lunca Dunării de pe teritoriul României.

16.2.2. Formele de relief generate de depunere

Aterisamentele sunt acumulări de materiale – pietriș, nisip, măr – produse în spatele unor lucrări hidrotehnice transversale, după colmatarea completă a biefului amonte (Josan, 2014). Sub aspect morfologic ele reprezintă suprafețe cvasiorizontale, pe care cu timpul se poate instala vegetație sau pot fi folosite ca terenuri agricole. Ca exemplu pot fi date aterisamentele formate prin colmatarea unor iazuri din Câmpia Transilvaniei.

Tumulii reprezintă forme de relief, de dimensiuni reduse, cu aspect conic sau piramidal (Josan, 2014). Aceștia sunt printre cele mai vechi forme de relief edificate de către om. La realizarea lor se folosește piatră brută, piatră finisată, piatră amestecată cu pământ. Tumulii sunt dispuși izolat sau de-a lungul unor alinamente, marcând poziția unor morminte sau puncte astronomice. Pe teritoriul național se remarcă movilele tumulare din Câmpia Română, cum sunt cele de la Prundu (pe terasa inferioară a Dunării), de la Naipu (pe Câlniștea), de la Brăniștari-Călugăreni (pe Neajlov), apoi cei peste 200 de tumuli din Dobrogea de Nord, de pe raza localităților Baia, Ceamurlia, Jurilovca, Zebil, Mihail Kogălniceanu (Josan, 2014). Alături de aceștia pot fi amintiți cei din Boemia, Bavaria, Franța, warf-urile din Germania și Polonia (au înălțimi de 10-16 m și erau folosite pentru amplasarea bisericilor și a altor clădiri de interes public), terp-urile din Delta Gangelui și Brahmaputrei, mounds-urile din preria nord-americană etc.

Valurile de pământ sunt realizate cu scopul apărării unui teritoriu sau așezări de tip cetate. Ele sunt construite din pământ, în unele cazuri amestecat cu piatră sau consolidate cu trunchiuri de copaci (Josan, 2014). Pot fi menționate în acest sens: Valul Mare sau Valul lui Traian (Tomis-Constanța-Murfatlar-Dunăre, lung de 54 km), Valul Mic (Basarabi-Cochirleni, de 61 km lungime), Valul de Piatră (realizat din pământ, cu lungimea de 75 km) etc. (Botzan, 1996). Dintre cetățile prevăzute cu valuri de pământ se remarcă cele de la Orțișoara (Județul Timiș) și Biharea (Județul Bihor) (Josan, 2014).

Rambleurile sunt umpluturi de pământ făcute pentru ridicarea terenului la nivelul necesar realizării unei construcții (Josan, 2014). În categoria acestora se evidențiază rambleurile regulate mărginite de taluzuri consolidate, care însoțesc căile de comunicații (fig. 16. 4). La edificarea lor sunt necesare cantități importante de materiale (pământ, piatră, nisip, argilă etc.) care provin din gropi de împrumut, din debleeri sau din cariere. În cazul în care sunt executate pe suprafețe cvasiorizontale

au taluzurile simetrice, în timp ce pe terenuri înclinate taluzul din aval este mai lung, iar cel din amonte mai scurt.

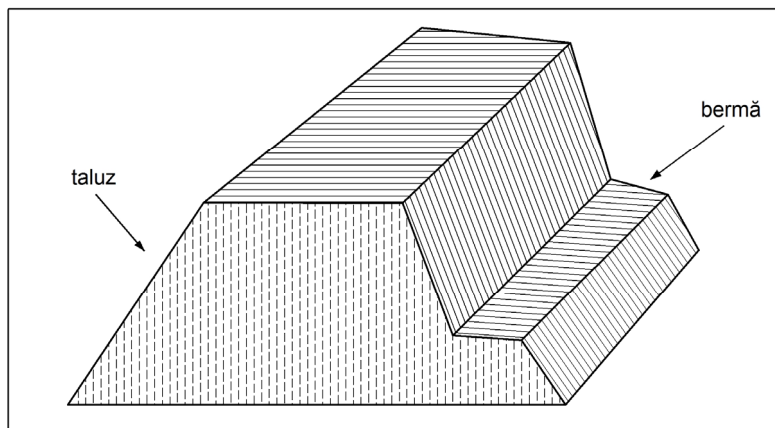


Fig. 16. 4. Rambleu (Josan, 2014, p. 176)

Digurile reprezintă construcții hidrotehnice dispuse paralel cu malurile unui râu sau al mării, care au ca scop împiedicarea pătrunderii apei pe terenul din spatele său (Josan, 2014). Sub aspectul formei acestea sunt rambleuri făcute din pământ compactat (Orlescu, 2001). După autorul citat, principalele elemente care intră în alcătuirea unui dig sunt (fig. 16. 5):

- **ampriza** – suprafața de contact dintre corpul digului și terenul de fundație;

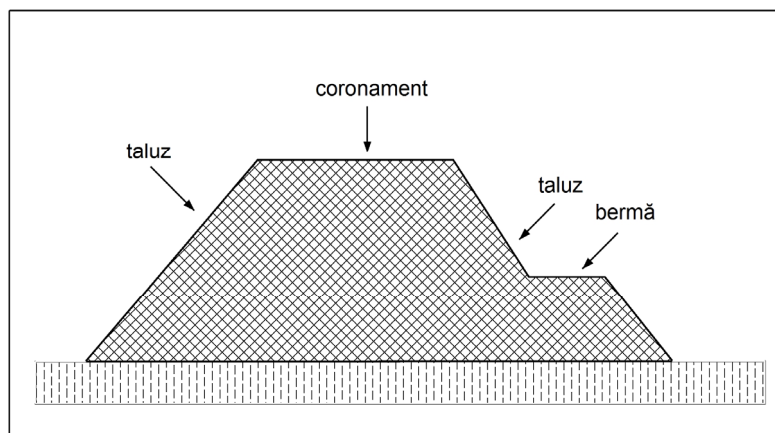


Fig. 16. 5. Elementele unui dig (Josan, 2014, p. 177)

- **corpul digului** – alcătuit din materiale specifice;
- **taluzul** – cel care mărginește digul de o parte și de alta, prezintă o declivitate a cărei valoare depinde de înălțimea digului, proprietățile materialelor care îl alcătuiesc și gradul de compactare;

- **coronamentul** sau platforma superioară – are o lățime care este în funcție de dimensiunile digului și de modul cum este folosită (de exemplu pentru circulația rutieră, feroviară etc.);

- **berma** sau bancheta - are rolul de a măări stabilitatea digului.

Spre exemplificare pot fi menționate digurile care însoțesc albiile următoarelor râuri: Dunărea, Siretul, Oltul, Someșul Mare, Someșul Mic, Mureșul, Târnava, Târnava Mare etc.

Haldele de steril reprezintă forme de relief generate în urma depozitării sterilului și a deșeurilor inutilizabile, provenite din lucrări de minerit, de la prepararea minereurilor, precum și de la uzinele metalurgice (Josan, 2014). Haldele pot rezulta și prin depozitarea unor materiale solide, cu structură heterogenă (sol, fragmente de rocă), granulometrie diversă și proprietăți fizice variate; haldele mai pot fi și expresia în relief a unui iaz de decantare sau rampă de deșeuri închise. Dintre haldele existente în România se remarcă cele de la: Turcenii, Ișalnița, Mintia, Galați, Copșa Mică, Târnăveni, Câmpia Turzii, Ocna Mureș, Aghireșu-Fabrici etc.

Iazurile de decantare sunt construcții hidrotehnice, în care apa, încărcată cu sterilul de la stația de flotare a minereurilor, este condusă prin conducte (Josan, 2014).

Ele se aseamănă cu lacurile artificiale, doar că apa limpezită este recirculată sau este eliminată în exterior. Depunerea materialelor solide din apă, într-un mediu acvatic, reprezintă caracteristica esențială a iazurilor de decantare și cea care le distinge de haldele de steril (Florea, 1996). Conform sursei citate, elementele componente ale unui iaz de decantare sunt (fig. 16. 6):

- **patul iazului** este compus din patul impermeabil (alcătuit din argile și marne) și patul drenant, format din material grosier (pietriș), cel care permite drenarea apei din iaz; patul drenant lipsește la iazurile în care sunt decantate substanțe toxice;

- **digul de amorsare** sau barajul este cel în spatele căruia se deversează apa încărcată cu material solid;

- **digurile de contur** delimitează spațiul în care se depun materialele transportate în suspensie;

- **digurile de înălțare** sunt specifice iazurilor de versant și celor de pe suprafețe cvasiorizontale;

- **taluzul exterior** este partea exterioară a barajului și al digurilor;

- **berma** reprezintă planul orizontal localizat între două părți succesive de înălțare a unui dig; ea are rolul de a sporii stabilitatea taluzului, prin diminuarea producerii procesului de scurgere a apei provenite din precipitații;

- **coronamentul** este partea superioară a barajului sau a digului;

- **plaja** constituie uscatul dintre coronament și apa din iaz; ea este alcătuită din sterilul sedimentat din apa iazului și are o pantă care înclină spre oglinda apei; pe măsură ce iazul se dezvoltă, o parte din materialul ce alcătuiește plaja este utilizat la înălțarea digurilor.

Remarcabil în acest sens este iazul de pe Valea Șesei (afluent de dreapta al Arieșului), rezultat în urma exploatării cuprului de la Roșia Poieni, precum și iazurile de decantare de la Băgara (aferente exploatărilor de nisipuri cuarțo-caolinoase de la Aghireșu-Fabrici).

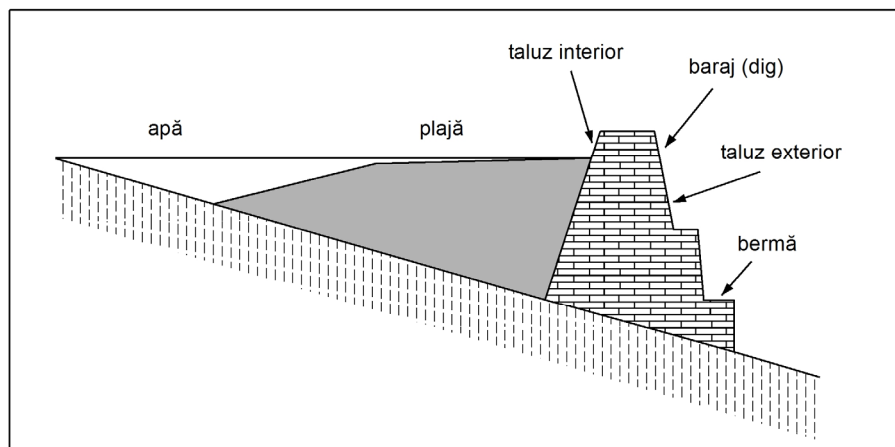


Fig. 16. 6. Secțiune printr-un iaz de decantare (Josan, 2014, p. 184)

Batalurile sunt asemănătoare cu iazurile, cu deosebirea că în ele se depun reziduurile petroliere rezultate din forare sau din prelucrarea țițeiului (Josan, 2014). Un batal de acest tip, prevăzut cu un baraj de pământ de cu înălțimea de 12 m și lungimea de 112 m, în spatele căruia s-au acumulat reziduuri petroliere cu suprafața de 1 ha, s-a realizat prin bararea Văii Frumoasă, din apropiere de schela petrolieră de la Suplacu de Barcău (Josan, 2014).

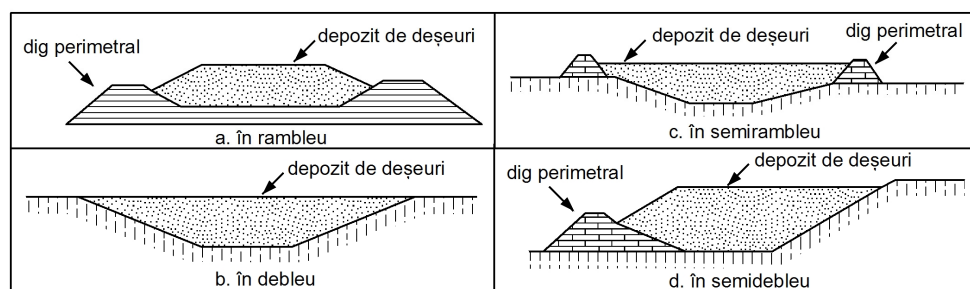


Fig. 16. 7. Tipuri de depozite de deșeuri (Orlescu, 2001, citat de Josan, 2014, p. 188)

Depozitele de deșeuri se aseamnă sub aspect morfologic cu haldele de steril. După cum reiese din fig. 16. 7, raportat la configurația terenului ele sunt de mai multe tipuri. Părțile componente ale unui depozit de deșeuri sunt (Josan, 2014):

- **radierul** este compus din taluzuri și are rolul de a asigura stabilitatea întregii construcții și împiedicarea infiltrării soluțiilor din depozit în rocile din jur;

- **corpul depozitului** are în componență materialele depuse;
- **acoperișul** are atât rolul de a opri infiltrarea apelor provenite din precipitații, în corpul depozitului, cât și de a stopa emanarea gazelor din depozit, în atmosferă; pentru o mai bună stabilitate el se execută în trepte (taluzuri și berme);
- **digurile de compartimentare** dețin funcția de izolare și de sporire suplimentară a stabilității depozitului.

Majoritatea marilor depozite de deșeuri sunt localizate în proximitatea marilor orașe. Pot fi menționate în acest sens cele de la: Timișoara (Parța), Cluj-Napoca, Alba Iulia (Galda de Jos), Bistrița (Târbuiu), Sighișoara etc.

Insulele artificiale reprezintă cele mai mari forme de relief realizate de om prin acumulare. Se apreciază că există peste 300 de insule artificiale în diverse locuri pe Terra, la care se adaugă numeroase proiecte în derulare (Josan, 2014). Insulele artificiale sunt construite în apropierea țărmurilor joase, unde platforma continentală se află la adâncime redusă, amplitudinea marelui este scăzută, iar acțiunea valurilor nu este distructivă.

În faza inițială a construirii unei insule artificiale în mare sunt depuse cantități impresionante de nisip, pentru a se realiza baza viitoare structurii antropice; ulterior în jurul noilor edificii se dispun blocuri mari de rocă care să le protejeze de abraziunea marină (Josan, 2014). Autorul citat menționează că, pentru construirea celei mai mari insule artificiale de pe Terra – Palm Jumeirah – sau folosit 94 mil. m³ de nisip și 7 mil. t de rocă dură.

Insulele artificiale sunt utilizate în scopuri turistice, pentru extinderea suprafețelor de locuit, pentru porturi și aeroporturi (Aeroportul Kansai este situat pe o insulă artificială din Golful Osaka) etc.

Terasamentele sunt forme de relief antropic generate în urma nivelării terenului. Acestea au rol de fundament pentru diverse construcții civile, industriale, militare etc. Modificarea reliefului existent are loc prin excavarea și împingerea pământului (rocă și sol) din părțile mai înalte ale terenului, spre părțile mai joase, unde este folosit ca umplutură. Prin faptul că sunt prezente și procese de excavare și de acumulare sau depunere, terasamentele pot fi considerate forme de mixte sub aspectul genezei.

Terenul pe care se execută terasamentele este considerat teren de fundare, iar alături de materialele mobilizate la fața locului se folosește și piatră spartă, pietriș și nisip etc.; terasamentele servesc foarte mult la realizarea de: drumuri, căi ferate, stații, autogări și aeroporturi (Josan, 2014).

Raportat la suprafața terenului terasamentele se pot executa în: rambleu sau în umplutură, în debleu sau prin săpătură și în profil mixt (Josan, 2014). Majoritatea terasamentelor sunt prevăzute cu taluzuri, acestea fiind mai evidente în cazul celor rambleu.

Alături de formele de relief antropic menționate deja, dar realizate mai mult în urma unor acțiuni singulare, se remarcă și cele care au rezultat în urma unor **asocieri de procese antropice**, și anume: excavare și depunere, pe de o parte, și nivelare, pe de altă parte.

Se evidențiază în acest sens agroterasele și terasele viticole, realizate pe versanți, în scopul culturii cerealelor, viței de vie, pomilor fructiferi, măslinilor etc. Fiind vorba de o modificare radicală a reliefului anterior, pentru a nu fi afectate de eroziune și alunecări de teren, agroterasele și terasele viticole, trebuie întreținute corespunzător, prin aplicarea de măsuri care să prevină degradarea lor.

Concluzii. Varietatea formelor de relief antropice se explică inclusiv prin faptul că în demersul de organizare și amenajare a teritoriului, cel asupra căruia se intervine întâi este relieful preexistent. Cu toate că este un paradox, intervenția și modelarea antropică a reliefului reprezintă o necesitate de bază pentru societate, cu toate că adeseori se dovedește în detrimentul ei.

În condițiile în care utilizarea terenurilor, pentru diverse activități antropice, nu ține cont de parametri morfometrici și morfologici ai reliefului (altitudine, declivitate, expoziție, fragmentare, curbura etc.) poate conduce la ruperea echilibrelor naturale și la declanșarea sau accentuarea unor procese geomorfologice soldate cu eroziune accelerată, alunecări de teren, eroziuni de maluri etc. Pentru evitarea acestora este necesar ca intervenția antropică, la adresa substratului să fie în concordanță cu posibilitățile acestuia, aspect care poate fi verificat și validat în urma unor studii științifice obiective.

Comparativ cu ritmul morfogenezei naturale, care este neregulat, variind de la un an la altul sau chiar în timpul aceluiași anotimp, în funcție de condițiile în care se poate manifesta un agent și procesele sale, în cazul morfogenezei antropice el nu mai este impus de legi naturale, ci de interesele și mijloacele tehnice și financiare ale societății (Josan, 2014).

Relieful antropic semnalează că omul a devenit un agent important în modelarea scoarței terestre. Aportul lui în acest sens a crescut pe măsura schimbărilor care au avut loc în evoluția societății. S-a trecut astfel de la intervenții modeste, din timpul când omul era mai degrabă vânător și culegător, la intervenții radicale asupra reliefului, pe măsură ce acesta a devenit războinic, agricultor și industriaș. De asemenea, conștientizând cele întâmplate la adresa reliefului, pentru limitarea lor, omul a devenit cercetător, propunând soluții sub forma prevenirii și combaterii proceselor geomorfologice antropice sau induse antropice (Roșian, 2017).

SUMMARY

GEOMORPHOLOGY

Key words: geomorphology, landform genesis, geomorphological methodology, planet Earth, lithospheric plate, tectonic geomorphology, volcanic landforms, structural and petrographic setting, weathering, hydrographic basin, base level, grade, river bed, meandering, flood plain, fluvial terrace, alluvial cone, piedmont, delta, slope, gully erosion, landslides, debris flow, valley, coastal area, abrasion, cliff, beach, barrier beach, reef, coastal types, glacier erosion, roches moutonnées, cirque glacier, glacial valley, fiord, moraine, periglacial, permafrost, patterned ground, ice wedges, pingo, thermokarst, solifluction, rock glaciers, avalanche chute, wind as an agent, hamada, yardang, dune, sand seas, erg, anthropogenic relief.

Foreword

Geomorphology is a science that is constantly changing; this is why studies dedicated to it need to be regularly updated.

The story of this book begins in 2017, when after I published the *Geomorphology of the Environment* book, I was asked, by some geomorphologists and geographer colleagues, why I chose this title when I could have simply called it Geomorphology. As I have argued in the beginning of that book, at a faculty such as the Faculty of Environmental Science and Engineering within the Babeş-Bolyai University, the materials made available to students should indicate as accurately as possible the belonging to the studied fundamental fields. In this context, it should also be mentioned that several chapters and sub-chapters of the previous book have been kept similar to the current one, related to the general part of Geomorphology.

Following the colleague's suggestion to write a book entitled Geomorphology, I have structured it, based on the extensive existing scientific literature in the field, into 16 chapters, to which the abstract and bibliography are added.

This book is addressed, on one hand, to students and specialists who are interested in the study of the relief and, on the other hand, to the public who wants to know about the formation and evolution of the Earth's relief.

1. What is Geomorphology?

Geomorphology is the science that deals with the study of the Earth's landforms in terms of their genesis, evolution, spatial and temporal distribution, geometry, and interaction with environmental factors.

Etymologically, the name of this science comes from the combination of the Greek terms γῆ (gê – the Earth), μορφή (morphê - form) and λόγος (logos - study, discourse). The characteristics of the object of study and its methodology place Geomorphology in the field of Natural Sciences.

Geomorphology's methodological and conceptual apparatus has been gradually developed since the second half of the 19th century until today. In this regard, three stages can be identified within which the emergence, development and affirmation of geomorphology has taken place, to which can be added the evolution that was registered after the year 2000.

Prior to the emergence of Geomorphology as a science, in the second half of the 19th and early 20th centuries, the Earth's relief was addressed and studied by the existing disciplines at that time, such as Geology, Geography, Topography etc.

The period between 1850 and 1900 proved to be a defining period for the emergence of geomorphology and its given status as a science. Among the highlights of this period, we can mention: between 1850-1854, the first book containing a chapter on the morphology of the Earth's surface was published, written by Neumann, then the term "geomorphology" was consecrated at the International Congress of Geology in 1891 (the term began to be used by Powell since 1888, as "geomorphic geology"), and in 1899, the theory of the geographical cycle was developed by W. M. Davis (1850-1954).

The development of Geomorphology took place between 1900 and 1950, through the results of the published books and the scientific contribution of some distinguished personalities, among whom the following stand out: J. Dana (1813-1895) who clearly established the object of study of physiography (as geomorphology was called back then), J. Powell (1834-1902) who studied structural and fluvial relief in North America, F. Richtoffen (1833-1905) who investigated the genesis of relief in the coastline zone; G. K. Gilbert (1843-1918) who quantitatively analysed subaerial erosion processes, C. E. Dutton (1841-1912) with interests in fluvial geomorphology in the Colorado Canyon area, S. Passarge (1904) who describes aeolian landforms in Kalahari, A. Penck and E. Brucner (1909) began the reconstruction of quaternary glaciation in the Alps, S. Loczinsky (1909) pointed out the incompatibility between the current climatic conditions and some forms of disaggregation, calling them periglacial forms, P. A. Kropotin (1842-1921) who studied the continental glaciation in Siberia and the genetic mountain types, V. Dokuceaev (1846-1903) who established apparent relationships between soil types and relief, and also who carried out studies on erosion and valley formation, A. Penk (1858-1945) who developed the Ridge Level or Gipfelflur Theory,

and W. M. Davis (1850-1934) who is considered the founder of genetic geomorphology, based on the Geographic Cycle Theory. Through such interests, there has been a gradual shift from structural geomorphology (promoted in the USA) to the geomorphology of geomorphologic process and the relief morphological analysis (developed in Europe).

Geomorphology became established after 1950, when geomorphological processes began to be understood (through long-term analysis and measurements, both in the field and in the laboratory) and when the relationships between rock resistance and fluvial, coastal, glacial, aeolian, anthropogenic processes erosion were studied. Thus, rock, considered in cyclic theories as a static variable, was given a completely different role in terms of its different resistance to erosion in case the same geomorphological agent occurs. In this regard, Hack's papers (1960, 1965, 1980 etc.) stand out, as they led to the development of Dynamic Equilibrium Theory. At this stage, there are required several research directions in geomorphology, among which the following stand out: Climatic Geomorphology, Quantitative Geomorphology and Structural-Systemic Geomorphology; regarding the latter direction, the contributions of S. A. Schumm (1927 - 2011) and R. Chorley (1927 - 2002) are to be mentioned.

After 2000, geomorphology continued to evolve, remaining a science objectively anchored in the specific realities of the early third millennium. For the last two decades, both the deepening of existing study directions (such as research and direct observation of the relief and current geomorphological processes) and the opening to collaboration with closer or further fields stand out: mapping, GIS, pedology, hydrology, geology, biology, chemistry, physics, remote sensing, computer science, statistics etc. The opening and appreciation that geomorphologists enjoy in relation to collaboration with specialists from other fields have allowed the most prestigious techniques and methods for studying the substrate to enter geomorphology.

Through them, it became possible to anticipate the further development of the relief and to know the most susceptible land surfaces when various geomorphological processes occur. Reaching this level in scientific development also makes it possible to forecast the dynamics of geomorphological processes.

Geomorphology has thus become crucial to the development of society in its various aspects.

Geomorphology will continue to face challenges in the future. They will be linked, on the one hand, to its evolution as a science and, on the other hand, to the competition from specialists in other disciplines, who have recently been involved more and more in the study of the relief. However, the role of the geomorphologist, as a specialist, in the study of the relief should be addressed. He/she is best skilful in initially providing information on the relief and then determining the necessary measures and actions to mitigate the adverse effects due to the dynamics of the geomorphological processes.

2. Earth's relief - the study subject of Geomorphology

From the definition of Geomorphology, it is clear that the study subject of this science is the Earth's relief. It is formed as a result of the dialectic interaction between the internal factors (represented by the lithospheric plates and all that their dynamics mean, then by rocks and structures) and the external factors of morphogenesis (water, air, living creatures, humans etc.); the latter being considered as geomorphological or subaerial agents.

Virtually everything that internal factors introduce, through a series of endogenous processes (such as epirogenism, magmatism, volcanism, orogeny, faults, and folds), into the realm of external factors (including air, water, living creatures, and humans), will undergo geomorphological processes. These processes encompass erosion, transportation, and accumulation, ultimately resulting in the formation and preservation of landforms.

In terms of definition, relief is the totality of the Earth's surface forms, different in size, composition and origin, found in various stages of evolution, in complex combinations with each other and in close interrelationships with the environment (Mac, 1996), whether on dry land or under water.

At the same time, for geomorphology, the relief is the basic notion of the scientific language, like the cell in biology or numbers in mathematics (Grecu and Palmentola, 2003).

Even if it has become established that a landform protrudes or is raised as a positive element in terms of altitude, landforms are also those with negative metrics concerning the land surface. Representative in this respect are depressions, valleys, fjords, glacial cirques, gullies, cenotes etc.

The diversity of the terrestrial morphology is also influenced by the nature of the external component of the environment with which the relief comes in contact. In this regard, there are three different cases: dry land relief that comes in contact with the atmosphere is called subaerial relief (it accounts for 26% of the Earth's surface), relief under the waters of the seas and oceans, also known as submerged relief (it accounts for 71%), and relief covered by glaciers (also known as subglacial relief, it accounts for 3% of the total).

3. How the relief formed

This part discusses the various factors, agents, processes, mechanisms, and modelling fields involved in their collaboration to produce a specific landform.

The previous chapter explains that the relief formation depends on comprehending the interaction between internal (endogenous) and external

(exogenous) factors of morphogenesis. These two types of factors actively and directly contribute to creating all landforms and are known as active factors of morphogenesis. On the other hand, rocks, and structures, which are considered passive factors of morphogenesis, react to external influences rather than initiate actions.

Geomorphological agents are material bodies (solid, liquid, and gaseous) and energies that, through their mass, density, and dynamics, exert actions on the geological substrate, modifying its physical and chemical state (Mac, 1986). The appearance of landforms materialises the result of this interaction. The category of exogenic agents includes rainwater, flowing water on inclined surfaces such as hillslopes, rivers, lake water, seas and oceans, glaciers and snow, wind, plants, animals, and humans. Depending on the geomorphological agent that created them, the following groups of landforms can be distinguished: fluvial, coastal, glacial, periglacial, aeolian, and anthropogenic.

Geomorphological processes represent the specific ways in which agents act on the Earth's surface. Processes are physical or chemical changes that modify the morphological characteristics of the Earth's surface (Mac, 1986), and they underlie the genesis of landforms.

Geomorphological processes can be classified based on several criteria, one notable criterion being the origin and location of occurrence. This classification includes endogenic processes (diastrophic and magmatic-volcanic processes), exogenic processes (erosion, transportation, and deposition), and extra-terrestrial processes (meteoric impact and planetary attraction).

Geomorphological mechanisms (also called sub-processes) are the essential components of geomorphological processes. The type of geomorphological mechanisms will ultimately determine the genetic nature and characteristics of the landform (Mac, 1976). A great example of this is how a river transports sediment. Five mechanisms can be distinguished: crawling, rolling, jumping, suspension, and in-solution transport.

Geomorphological agents, processes, and mechanisms, even if they appear to act individually, are associated and work together to generate the relief for a territory, conceptually creating shaping domains. Based on the characteristics of geomorphological agents, the relief shaping domains are: fluvial, coastal, glacial, periglacial, aeolian and anthropogenic.

Over time, the shaping domain can change, causing the dominant geomorphological agents and processes to be replaced. This change results in different generations of landforms that remain preserved even after the processes and mechanisms that created them have ceased.

The evidence of changing the shaping domains are the relict, inherited, current and progressive landforms found simultaneously in a particular region. Studying them allows us to know the long-term evolution of landforms. An example of this is

the glacial valleys in the Carpathian Mountains, which probably existed even before the glaciation; having a complex genesis, they were then glacially shaped so that they can now be periglacially shaped, on the surface of the slopes (during the cold season), and fluvially, at their lower part (particularly during the summer season).

4. Methodological and conceptual supports

Like any self-respecting science, geomorphology has built a remarkable methodological and conceptual apparatus as it developed and established itself.

For objective scientific research, aiming to understand the genesis and evolution of landforms, undoubtedly requires the honest selection of the path to follow. The choice, concerning methodology, must be supported by a series of concepts that, when combined, enable the establishment of a clear vision regarding the subject of study (the relief) and the intended objective (acquiring the necessary information for scientific knowledge).

Achieving such a goal relies on an appropriate methodological and conceptual support.

Geomorphological methodology encompasses all the paths that delineate the understanding of landforms through the principles, methods, procedures, and specific means employed. Due to the complexity of the relief, its scientific knowledge requires an interdisciplinary approach, using general principles, methods, procedures and means taken from other sciences, to which are added principles, methods, procedures and means specific only to geomorphology. The methodological approach of the relief implies clarifying the following aspects: delimiting the object to which knowledge is applied; establishing the principles underlying its knowledge; choosing and explaining the methods, procedures and means of research; establishing the connections between the principles, methods, procedures and means used in the research.

The concepts, closely related to Geomorphology's emergence, development, and affirmation, are intended to make easy the understanding of the relief genesis and evolution. Some are specific to this science, while others, even though they are taken from other areas, significantly contribute to understanding the genesis and evolution of the relief. The main concepts used in geomorphology are the following: geomorphological cycle concept, peneplain concept, base level concept, equilibrium profile concept, grade concept, uniformitarianism concept, evolution concept, dynamic equilibrium concept, entropy concept, geomorphological system concept, holon and holarchy concept, geomorphological threshold concept, complex response concept, scale concept, time concept, space concept, geomorphological hazard concept, geomorphological hazard vulnerability concept and geomorphological risk concept.

5. Earth's genesis and evolution

Considering that the concept of planetary geomorphology is more and more frequently discussed and in-depth studied in treaties studying the relief (Summerfield, 1991; Bridge and Demico, 2008; Huddart and Stott, 2010 etc.), including references to the relief of the other planets in the Solar System, it is worth approaching the question of the genesis and evolution of the Earth, starting with the cosmic stage and continuing with the geological and geomorphological stage.

Although determining how the Earth was formed and evolved in its early stages is not one of the fundamental interests of geomorphology, it is crucial to know the starting points to bring about today's complex relief. The interpretation of astronomical and geological information also contributes to unlocking the stages the Earth's surface has gone through up to the current configuration of continents and ocean basins. At the same time, the configuration of a particular landform can only be argued by knowing, for instance, the shape and rotational motion of the Earth.

6. Lithospheric plates and tectonic relief

The emergence and widespread acceptance of the Plate Tectonics Theory established the dynamics of lithospheric plates as the basis for tectonic movements. This factor, considered an internal geomorphic factor, is responsible for constructing tectonic landforms (Burbank and Anderson, 2012). These landforms comprise the continents and oceans, including orogens, cratonic platforms, continental shelves, continental slopes, abyssal plains, oceanic ridges, oceanic trenches, and the relief of marginal oceanic zones (island arcs and marginal sea basins).

Tectonic processes related to lithospheric plate dynamics include ocean floor expansion, subduction, continental collision, generation of transforming faults, lithospheric plate drift, thermal expansion of a sector of the continental crust (as a result of passing over a hot-spot), magmatism, volcanism, the appearance of the crust fractures etc.

Detailed analysis of the landforms generated by tectonics reveals that their surface is covered with various roughnesses due to the action of external geomorphological factors and agents. For instance, in the case of the Carpathian Mountains, erosion over a geological time has, in some places, removed a horizon of rocks with a thickness of hundreds and thousands of meters. The tectonic appearance of some mountain groups became thus complicated by the morphology resulting from fluvial, glacial, periglacial, anthropogenic etc. shaping. For this reason, it can be stated that external agents are also involved in shaping the external morphology of tectonic landforms (Burbank and Anderson, 2012). However, the

tectonics of these landforms is preserved because, in the absence of the tectonic factor, the external agents would have no morphological potential on which to spend their energy, regardless if we are talking about mountains and plateaux that are eroded or depressions that are filled with sediments by accumulation.

Tectonics determines the formation of first-order morpho-structures, represented by lithospheric plates, and second-order morphostructures, represented by continents and oceans.

Continents are the largest dry landmasses, and structurally their composition includes orogenies, cratonic platforms (or emerged continental shelves), continental shelf and continental slopes.

Oceans are synonymous with the Earth's great accumulations of water. However, below the water horizon are tectonic landforms such as mid-ocean floors, abyssal plains and abyssal trenches, and the relief of marginal oceanic areas.

The analysis of structural elements in the composition of oceans and continents proves they are the territorial and temporal expression of the tectonic processes. The fact that some represent land and others bodies of water does not mean that they are two opposing elements of the single process of evolution and development of the Earth's crust.

Things do not stop here, as once the significant tectonic relief is created, it further provides potential geomorphological energies for the manifestation of external geomorphological agents, shaping the suite of detailed landforms.

Tectonic relief, compared to the one generated by external geomorphological agents, does not adhere to geographical zoning and stratification precisely because its genesis involves energies and factors that do not consider what happens on the Earth's surface.

7. Processes and landforms related to magmatic and volcanic activity

The molten matter from the asthenosphere still affects the earth's crust. The fact that melts of magma and lava reach close to the earth's surface or even on its surface leads to a specific morphology being formed. It has been called magmatic and volcanic relief.

The following are the main places where the magmatic currents appear, rise and are consolidated: ocean floor rifts, subduction zones, contact lines between the lithospheric plates, fracture lines of the plates, magmatic and volcanic hot spots etc. (Bell, 1999; Kusky, 2008; Bierman and Montgomery, 2013). For instance, when a lithospheric plate's subduction occurs on a Benioff Plane, additional heat is formed compared to that of the asthenosphere in which it is subducted. Some of this heat causes rocks to melt and rise to the surface, generating the volcanic activities that build mountain ranges (as is the case of the Chilean-Peruvian Andes) and volcanic islands

(island arcs resulting from the subduction of oceanic plates in the western Pacific Ocean). If, before the theory of global tectonics, an andesitic volcanic episode was recorded as such, currently, it has to be related to a volcanic arc, to a subduction, which should find a well-determined palaeogeographic place, according to synchronous expansions, located in the oceans, perhaps located at the antipode (Bleahu, 1983).

Although magmatic and volcanic relief has a tectonic nature, its detailed morphology, which allows a wide range of shapes to be individualised, resulted from the interaction of rocks and structures with the external geomorphological agents. The great variety of magmatic and volcanic relief has required a separate chapter in geomorphology and geology treatises.

Therefore, the cooling of magma in depth leads to deposits of intrusive rocks arranged as necks, dykes, sills, lodes, streaks, graptolites, batholiths, etc.

Volcanic relief includes, on the one hand, the primary landforms (generated by the accumulation of lava reaching the surface or formed by explosions and other phenomena that cause at the same time the change of the earth's surface), and on the other hand, the derived landforms, caused by subsequent erosion (Posea, 2001), due to external geomorphological agents. In this regard, both building volcanic landforms (volcanic cones, lava plateau, volcanic mountains etc.) and explosive landforms (craters, calderas, tectonic depressions, maars etc.) can be distinguished.

8. Structural relief

Following their genesis, most geological deposits have a specific structure. It is common in metamorphic deposits, is typical for sedimentary deposits and is less evident in magmatic and volcanic deposits.

The variety of geological deposits arrangement (horizontal, tilted, vaulted, diapir, folded, faulted, thrust, discordant etc.) is due to sedimentation, folding, tangential and disjunctive deformations, tectonic tilting etc. (Mac, 1996).

The geological structure, through its characteristics, will direct the actions of the external agents, eventually leading to the creation of distinct landforms, both in detail and in overall relief (arrangement of interfluvies, valleys, slope types etc.) (Ielenicz, 2005). This means that landforms, whose outer shape was formed by the intersecting strata, make up the structural relief.

The relief of the structure is related both to extrinsic factors (spatial extension, level of tectonic fragmentation) and to petrographic factors (structures made up of harder rocks are more difficult to be shaped but are preserved longer over time; compared to these, the composed soft rocks will have a more even and monotonous relief), climatic factors (they determine the grouping of the exogenous agents and the intensity of structure shaping) etc. (Ielenicz, 2005).

In terms of the arrangement of the layers, the relief can be imposed by horizontal, monoclinical, vaulted, diapir, cutaway, faulted, thrust, discordant and structural contact structures.

If these structures reach the field of work of the external geomorphological agents, this will determine the structure's prominence. As a result, a wide range of landforms will appear, which by their characteristics, are considered to be structural. The lithological differences between the layers making up the structures will determine erosion to occur selectively. In this way, the more erosion-resistant rock horizons will remain in the landscape of the sites (Bierman and Montgomery, 2013), while the erosion processes will remove the more friable layers. The morphological and altitudinal contrasts specific to the relief of diversely structured territories confirm the abovementioned to the fullest.

9. Petrographic relief

The interaction of rocks with the external geomorphological agents leads to the formation of a relief whose features are influenced by the lithology and its composition.

It is the mineralogical composition of rocks that influences erosion resistance. It should also be linked to the stress level from the external geomorphological agents, which will be significantly influenced by the climatic conditions where the earth's crust is shaped. In concrete terms, rock is the support on which landforms are created (Josan et al., 1996).

The consequence of the interaction between rocks and the external agents will lead to the formation of specific landforms, individualised on a certain category of rocks, which share properties that require a specific action mode. The resulting morphology is called petrographic or lithological relief and includes all landforms whose genesis, evolution and appearance are particularly conditioned by the type of rocks.

Although there is a wide variety of rocks over the whole dry land surface, either at the surface or below the soil horizon, only in places is the relief entirely petrographic in the true sense of the word. However, for the rest, the petrographic nature of the substrate is less directly involved in the morphology, with priority given to tectonic, structural relief and the relief caused by the external geomorphological agents.

The main types of petrographic relief, identified based on the wide variety of rocks and their properties, plus the way in which they respond to the stress from the external geomorphological agents, are as follows: relief formed on granites, relief formed on crystalline schists, relief formed on clays, relief formed on loess, relief formed on sands, relief formed on sandstones and conglomerates, karstic relief etc.

10. Weathering

It is the response of rocks and minerals (being in balance at certain depths in the lithosphere) upon contact with the atmosphere, hydrosphere, and biosphere. This response is manifested through the alteration and breakdown of certain rock characteristics, leading to the formation of deposits with new properties and distinct morphology (Chorley et al., 1984)

The transformations that occur when rocks, initially in a state of structural and mineralogical equilibrium, come into contact with the subaerial environment represent their response to the new pressures, temperatures, and humidity (Mac, 1986). Most minerals found in magmatic, volcanic, and metamorphic rocks are formed at temperatures around 1000 °C and pressures of thousands of kilopascals (Bridge and Demicco, 2008). However, when these rocks reach the Earth's surface and are exposed to moderate temperatures of 15-25 °C, atmospheric pressure, and the presence of abundant free oxygen dissolved in meteoric waters, they undergo chemical breakdown through alteration reactions (Bridge and Demicco, 2008).

Regarding the nature of the geomorphological agents acting on the rocks, the type of process involved (physical, chemical and biological) and the characteristics of the resulting products, weathering occurs through the following processes: disaggregation, alteration, and weathering (Bierman and Montgomery, 2013).

Disaggregation, also known as physical weathering, refers to the fragmentation of rocks due to internal stresses that accumulate within them under the influence of external factors such as freeze-thaw cycles, temperature variations above 0 °C, wetting-drying cycles, precipitation of certain solutions leading to crystal formation, and others (Bierman and Montgomery, 2013). Physical tensional forces play a significant role in the process of disaggregation, weakening the cohesion of the rocks. The impact of these forces depends on the characteristics of the rocks and the interaction of external factors in initiating and carrying out the disaggregation processes (Rădoane et al., 2001). Disaggregation mechanisms solely result in rock fragmentation, without causing any change in the mineralogical composition. Consequently, this process generates angular fragments of various sizes, depending on the properties of the affected rocks.

Alteration encompasses weathering processes that lead to the chemical breakdown of rocks and minerals, resulting in the formation of new compounds and specific products (Yatsu, 1988; Summerfield, 1991; Schaetzl and Anderson, 2005). These processes give rise to various substances, including clays, soluble acidic compounds, and different types of ions (Schaetzl and Anderson, 2005). The formation of these substances involves changes in the mineralogical and chemical structure of rocks. Metamorphic and magmatic-volcanic rocks are particularly

susceptible to alteration due to their mineralogical heterogeneity and high content of chemical elements, which readily react with atmospheric and water-based solutions that flow through the geological substrate (Chorley et al., 1984). The alteration process occurs through the action of various substances, such as gases (carbon dioxide, oxygen, sulphur dioxide, smoke, etc.), water (which acts both as a solvent and a carrier for other substances), and salts (chlorides, sulphates, nitrates, etc.) (Mac, 1986). Several mechanisms drive the process of rock alteration, including hydration, dissolution, oxidation, carbonation, and hydrolysis.

Bioweathering refers to the interaction between plants and animals with the geological substrate in a specific manner. Within the broader category of bioweathering processes, two key processes are noteworthy: bio-disaggregation, which involves mechanical fragmentation caused by living organisms, and bio-alteration, which refers to alteration changes induced by living organisms.

Following the physical, chemical, and biological changes, the balance between rocks and the environment is maintained through the continuous weathering of the Earth's crust. Weathering processes play a crucial role in preparing rocks and geological formations for the subsequent actions of other agents that shape the land, including rivers, seas, glaciers, wind, and human activities. Together, these agents contribute to the ongoing formation and development of the Earth's landscape, building upon the initial weathering processes.

11. Geomorphological processes and fluvial relief

Among the agents that shape the Earth's crust, liquid water flowing through the hydrographic network is particularly noteworthy. This is evident due to the substantial amount of water present on the Earth's surface, the extensive territories drained by rivers, and the inexhaustible energy associated with water. Nature's water cycle is driven by the sun's energy.

While the surface area of river water represents only 0.58% of the non-glaciated dry land surface (Allen and Pavelsky, 2018), rivers play a crucial role as influential agents in shaping the land surface and driving landscape changes (Bruce, 2020).

In the domain of rivers, the drainage of rainwater occurs both on the surface of slopes, where runoff originates, and in the riverbeds, where runoff from the slopes continues and becomes permanent.

Tracing the flow of runoff enables the differentiation of two distinct categories of geomorphological features and processes within the river domain: those associated with the slopes and those related to the current or previously active riverbeds, such as floodplains and terraces. By ascribing primacy to one of these categories, it is acknowledged that riverbeds are the older of the two, despite their significant alterations in course and functioning mechanisms resulting from their complex

evolutionary history. This assertion is supported by the understanding that the slopes on either side of a riverbed have been shaped through its deepening, influenced by changes in the base level and the associated energy input (Roşian, 2017).

At the same time, slopes, considered as connecting surfaces between interfluvies and riverbeds, evolve either dependently on them when they undermine them, or independently when they are separated from them by flood plains, terraces, or glacises.

Slope surfaces, resulting from the deepening of the rivers, will be shaped through two categories of geomorphological processes: those caused by water runoff on inclined surfaces and those due to mass movements (Huddart and Stott, 2010).

Together with the adjacent riverbed, the slopes make up what is known as the river valley, i.e. the pattern in which the river manifests its action. This valley is the consequence of a long evolutionary process, which allows it to have a complex development longitudinally and transversally. If it is longitudinally analysed, an upper, a middle and a lower sector can be distinguished, while if it is transversally analysed, the landforms are arranged in a tiered manner, starting with the minor riverbed, major riverbed, flood plain, terraces and the slopes.

Among the most iconic landforms resulting from the fluvial shaping of the earth's surface are: riverbeds, flood plains, terraces, deltas, base-level plains, piedmonts, slopes and valleys.

12. Geomorphological processes and coastal relief

Here again, liquid water is the geomorphological agent that interacts with the substrate to generate specific landforms. However, in the coastal domain, the factors that set the waters of seas and oceans in motion are entirely different: winds, temperature differences, salinity variations, turbidity, movements of the lithospheric plates, and the attraction exerted by celestial bodies (tides), etc.

As a result, the form taken by the dynamics of coastal waters is highly diverse: waves, tides, tsunami waves, marine currents, and so on.

The specific geomorphological processes of the coastal domain are abrasion (coastal erosion), transport and accumulation. Among these, the first and the last generate specific landforms, transport representing the link between them.

The most spectacular and stable landforms of the coastal domain are formed due to the abrasion process. The following stand out besides the detail shapes: seafronts, abrasion platforms and coastal terraces.

Coastal accumulation landforms are generally more unstable compared to previous ones, as they primarily consist of fine rock fragments transported by waves, tides, currents, rivers, and glaciers. These landforms undergo sorting and shaping processes by the water of seas and oceans, ultimately accumulating as beaches,

coastal sandbars, coastal strips, and coastal plains. Additionally, there are also accumulation landforms formed by living organisms, such as reefs.

Regarding the coastal domain, morphogenesis occurs from the equator to the poles, irrespective of the climate type, thus demonstrating that the cross-zonal influence of sea and ocean water in shaping the coast.

Although the strip occupied by the coastal domain is relatively narrow compared to the Earth's size, the resulting topography within it is highly diverse and complex. This assertion is supported by the rapidity of certain specific processes, leading to a rarely observed dynamic, as well as the long-term stability of certain coastal stretches, attributed to dynamic equilibrium. Additionally, it should be noted that the shaping of the coastal domain has the longest duration in relation to the Earth's geological history.

13. Geomorphological processes and glacial relief

The genesis of relief through the action of water extends even to its solid form. Glaciers, with their dynamic movements, play a significant role in shaping the geological substrate, giving rise to what is known as glacial relief. This relief formation is driven by erosion, transportation, and accumulation processes, which, both individually and in conjunction, contribute to the diverse morphology observed in glacial landscapes.

The main landforms resulting from glacial erosion include: striations, U-shaped valleys, P-shapes, roches moutonnées, drumlins, glacial channels, glacial cirques, glacial valleys, fjords, fjelds, and nunataks, etc. The arrangement and presence of these glacial erosion landforms contribute to the diverse morphology of vast areas, making them easily noticeable and captivating for enthusiasts of contrasting geomorphological landscapes. In this regard, mountain valleys are often drained by rivers that are separated by ridges and plateaus featuring glacial cirques, troughs, meltwater channels, glacial potholes etc.

The rock fragments eroded and transported by glaciers are subsequently deposited, giving rise to landforms known as moraines, which are most easily identified after the glaciers have melted. When classifying glacial accumulation forms, the environment of sedimentation plays a crucial role. Based on this criterion, the following categories can be distinguished: subglacial associations and accumulation forms (drumlins, fluted moraines, eskers, Rogen moraines, etc.); marginal moraines (frontal moraines, lateral moraines, deformed moraines, etc.); supraglacial associations and accumulation forms (medial moraines, kames, etc.); proglacial associations and accumulation forms (outwash plains, valley trains, etc.); and glacial-lacustrine and glacial-marine associations and accumulation forms (underwater moraines, glacial-fluvial deltas, etc.). Although glacial accumulation

landforms may be less prominent and have undergone modification by other geomorphological agents (such as fluvial, coastal, and anthropogenic processes), they significantly contribute to the overall glacial morphology of various regions.

Both glacial relief generated under current climatic conditions and that preserved during more rigorous thermal periods, such as those from the Pleistocene, are essential for understanding the evolution of the earth's surface.

14. Geomorphological processes and periglacial relief

Periglacial landforms result from the specific interaction between the atmosphere, hydrosphere, and the geological substrate. In this morphogenetic context, the atmosphere provides the cold temperatures that lead to the permanent freezing of the geological substrate. Air masses also play a role by transporting snow and ice crystals. The hydrosphere contributes to the freezing of water and snow. Other factors, such as pre-existing relief, rock composition, vegetation, and human activities, can also influence periglacial processes and landform development.

Thus, it comes down to, that in mountainous regions or high-elevation areas, the shaping of the Earth's surface is primarily influenced by the presence of permafrost. This can occur either on the surface, where ice formation is limited due to low rainfall, or within the substrate, where hidden ice formations may exist. These areas are known as periglacial environments, and they play a significant role in shaping the landscape.

The concept of periglacial was introduced in science by Lozinski (1909) to show the morphogenetic domain and landforms that resulted near Pleistocene glaciers. Afterwards, the term periglacial has been given a more complex meaning nowadays, designating morphogenetic conditions where the action of freeze-thaw processes is dominant, against the background of negative multiannual average temperatures or up to +3 °C, the limit up to which solifluction can occur.

The term "periglacial" is now used to describe climatic conditions resembling those near ice caps, even in regions located 2,000 to 3,000 km away from areas with permanently frozen substrates. This expanded definition became necessary as new permafrost areas were discovered in mountainous regions. As a result, periglacial conditions, and associated landforms, such as those found in the Carpathian Mountains, were identified at high altitudes above 2,000 m in temperate zones (Urdea, 2000).

Permafrost and its associated morphogenetic conditions are often synonymous with periglacial shaping. The term permafrost was introduced by Muller (1943) as an abbreviation for permanently frozen. Although the term was initially used only for deposits where ice is present, the meaning has been broadened to mean the thermal condition of the substrate, which must have an average annual temperature of less than 0°C for at least two consecutive years (French, 2007).

Following the periglacial processes, such as freeze-thaw, nivation, eolation, gelifluviation and cryokarst, result in the following landforms: sorted polygons, sorted circles, ice wedges, pingos, palsas, thermokarst, involutions, periglacial pavements, solifluction, screes, stone rivers, stone blocks, rock glaciers, avalanche corridors, cryopediments etc.

The diversity of landforms generated within the periglacial shaping domain proves that it is a complex one, contributing in its own way to shape the geological substrate and complicate the appearance of the outer earth's crust.

15. Geomorphological processes and aeolian relief

The wind is another significant geomorphological agent that shapes various landforms through its dynamic processes. Its presence and behaviour are closely intertwined with the Earth's atmosphere.

The modelling of the Earth's crust by the wind is influenced by its dynamics and the characteristics of the surface over which it exerts its energy.

The importance of wind as a geomorphological agent is evident in the formation of over 30% of the Earth's dry land surface (Grecu and Palmentola, 2003), which results from specific erosion, transportation, and accumulation processes.

Aeolian relief encompasses all landforms that arise from the actions of wind, which is considered a geomorphological agent. In relation to the specific processes associated with the aeolian agent, they can be categorized into erosion and accumulation forms.

The aeolian erosion relief exhibits a diverse range of landforms found in warm, arid, semi-arid, as well as cold regions across the world, including Africa, Asia, and North America. Within these regions, specific landforms resulting from aeolian erosion can be observed.

The category of aeolian erosion relief encompasses various formations, such as desert pavement, hamadas, ventifacts, yardangs, deflation hollows, deflation and corrasion depressions, etc. These landforms provide evidence that the sand and dust accumulated in these areas were originally eroded from elsewhere (Huddat and Stott, 2010).

The Aeolian erosion relief comprises notable landforms that are formed through the action of wind shaping. Among these, aeolian ridges, dunes, and sand seas are particularly prominent. The shape and distribution of these landforms vary greatly, highlighting the influence of several factors in their formation. These factors include wind speed, moisture content of sediments, resistance to erosion of the substrate, availability of suitable areas for aeolian sediment deposition, surface roughness, and density of vegetation (Bierman and Montgomery, 2013).

The formation of landforms by the aeolian agent differs significantly from those created by other geomorphological agents such as fluvial, coastal, and glacial processes, which primarily act on the Earth's surface. This distinction arises from the fact that wind is not influenced by a base level like other agents, but rather operates based on atmospheric pressure patterns driven by cyclones and anticyclones, the characteristics of the terrain, climate conditions, and the distribution and interaction of land and water bodies. These factors shape the unique dynamics and patterns of landform genesis attributed to wind processes.

The aeolian agent is distinguished among other geomorphological agents by its ability to generate landforms and exhibit unique morphological features, making it the most dynamic agent among them. Unlike other agents, the action of wind is not governed by gravity and can be experienced over vast areas, including plateaus, valleys, and slopes (Tufescu, 1966). According to Tufescu, the aeolian agent becomes particularly effective in the absence of other agents. In such cases, it is the sole agent capable of processing rock fragments resulting from weathering, initiating new processes and mechanisms involved in disaggregation and alteration.

16. Geomorphological processes and anthropogenic relief

Man is one of the most distinctive geomorphological agents that exert an impact on the Earth's crust. The presence of human activities has gradually left its mark in terms of geomorphology, leading to the formation of various landforms. Like other geomorphological agents, human activities involve erosion, transportation, and accumulation processes, but they also possess unique characteristics of their own.

In addition to the landforms directly created by human activities, there are also those that result from the human-induced modifications of processes initiated by other geomorphological agents. This indicates that over time, humans have influenced the Earth's crust both directly, by creating new landforms such as tumuli, dikes, dams, terraces, and indirectly, by either stimulating or inhibiting geomorphological processes (Blaga et al., 2014).

Anthropogenic geomorphological processes occur as a result of human activities directly affecting the Earth's crust. Examples of such direct actions include altering the course of watercourses, constructing dams and reservoirs in valleys, building transportation infrastructure such as railways and roads, mining valuable minerals, land conversion for agriculture, and engaging in civil and industrial engineering projects.

Many anthropogenically induced geomorphological processes take place in conditions where human activities facilitate changes in the dynamics of processes associated with other geomorphological agents. The indirect influence of human

activities can be seen in deforestation, clearing of meadows, ploughing of land perpendicular to contour lines, expansion of agricultural fields, regulation of watercourses and hydraulic engineering, extraction of ballast materials, open-pit mining, industrial activities, urbanization and the expansion of settlements, and the development of transportation networks. These activities often involve modifying slopes or other inclined surfaces.

The anthropogenic geomorphological processes of excavation, transport, deposition, levelling, and compaction give rise to a variety of landforms. Some notable examples of these landforms include catacombs, mining voids, tunnels, quarries, gravel pits, excavations, navigation channels, irrigation channels, drainage channels, landings, tumuli, earth waves, embankments, dikes, sterile dumps, tailings ponds, pits, landfills, artificial islands, and earthworks. These landforms are the direct result of human activities that involve manipulating and altering the Earth's surface for various purposes such as construction, resource extraction, transportation, and waste management.

The different human-made landforms can be attributed to the fact that the existing natural features are the first to be considered when organising and developing land. Although it is a paradox, the anthropogenic intervention and shaping of the relief is a basic necessity for society, even though it is often detrimental.

Compared to the rhythm of natural morphogenesis, which is irregular, varying from one year to another or even during the same season, depending on the conditions in which an agent and its processes can manifest themselves, in the case of anthropogenic morphogenesis, natural laws no longer require it, but by the interests and technical and financial means of society (Josan, 2014).

Anthropogenic influence on landforms demonstrates that humans have become significant agents in shaping the Earth's crust. Their contribution has evolved over time in parallel with societal changes. Initially, human interventions were minor when humans were primarily hunters and gatherers. However, as humans transitioned to roles such as warriors, farmers, and industrialists, their interventions on the landscape became more radical. In addition, as humans became aware of the impact on landforms, they took on the role of researchers, seeking solutions to prevent and mitigate anthropogenic or human-induced geomorphological processes (Roşian, 2017).

BIBLIOGRAFIE

- Aagaard, A., Hughes, M. (2013), *Sediment transport*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 10 (Coastal Geomorphology), Academic Press, San Diego.
- Aario, R. (1990), *Morainic landforms in Northern Finland*, în R. Aario (editor), *Glacial Heritage of Northern Finland, Excursions Guide III Drumlin Symposium*, Nordia Tiedonantoja Sarja A, nr. 1. Oulun Yliopisto Maantieteen Laitos publ., Oulu.
- Abel, O. (1922), *Urweltliche Hohlentiere*, vol. 4, Hohlenkundl, Wien.
- Abrahams, A. D. (1986) *Hillslope Processes*, în A. D. Abrahams (editor), Allen & Unwin, Boston, Mass.
- Allen, G. H., Pavelsky, T. M. (2018), *Global extent of rivers and streams*, Science, 361(6402).
- Anastasiu, N., Mutihac, V., Grigorescu, D., Popescu, Gh. C. (1998), *Dicționar de Geologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Abbado, D., Slingerland, R., Smith, N. D. (2005), *Origin of anastomosis in the upper Columbia River, British Columbia, Canada*, în M. D. Blum, S. B. Marriott, S. F. LeClair (editori), *Fluvial Sedimentology VII*, International Association of Sedimentologists Special Publication, nr. 35.
- Aboutin, J. (1984), *Looking for criteria of orogenic divisions*, Proc. 27 Intern. Geol. Congr. Moscow., vol. 7, VNU Science Press, Utrecht.
- Abrahams, A. D., Li, G., Atkinson, J. F. (1995), *Step-pool streams – adjustment to maximum flow resistance*, Water Resources Research, 31(10).
- Achim, F. (2016), *Geomorfologie*, Editura Universitară, București.
- Agassiz, L. (1838), *Observations sur le glaciers*, Bulletin de la Societie Geologique de France, vol. 9, Paris.
- Agassiz, L. (1840), *Etudes sur les glaciers*, Jent et Gassmann Libraires, Neuchetel.
- Ahlbrandt, T. S., Swinehart, J. B., Maroney, D. G. (1983), *The dynamic Holocene dune fields of the Great Plains and Rocky Mountain Basins, U.S.A.*, în M. E. Brookfield și T. S. Ahlbrandt (editori), *Eolian Sediments and Processes*, Elsevier, Amsterdam.
- Airy G. B. (1855), *On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys*, Trans. Roy. Soc. (London), ser. B, vol. 145.
- Alcantra-Ayala, I., Goudie, A. S. (2011), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Alexander, D. (1993), *Natural Disaster*, UCL Press and Chapman & Hall, New York.

- Alexander, D. (2005), *Vulnerability to landslides*, în Th. Glade, M. G. Anderson, M. J. Crozier (editori), *Landslide Hazards and Risk*, John Wiley and Sons London.
- Allison, R. J. (2002), *Applied Geomorphology*, în R. J. Allison (editor), John Wiley & Sons, Chichester.
- Anderson, J. G. (1906), *Solifluction, a component of subaerial denudation*, The Journal of Geology, vol. 14, nr. 2
- Ahnert, F. (1970), *A comparison of theoretical slope models with slopes in the field*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband, 9.
- Ahnert, F. (1987), *Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development*, Earth surface processes and landforms, vol. 12.
- Ahnert, F. (1988), *Modelling landform change*, în M. G. Anderson (editor), *Modelling eomorphological Systems*, Wiley.
- Amblas, D., Ceramicola, S., Gerber, T. P., Canals, M., Chiocci, F. L., Dowdeswell, J. A., Harris, P. T., Huvenne, V. A. I., Lai, Y. J., Lastras, G., Iacono, C. L., Micallef, A., Mountjoy, J. J., Paull, C. K., Puig, P., Sanchez-Vidal, A. (2018), *Submarine Canyons and Gullies*, în A. Micallef, S. Krastel și A. Savini (editori), *Submarine Geomorphology*, Springer, Cham.
- Ampferer, O. (1906), *Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen*, Jb. Geol. RA. Wien, 56.
- Anastasiu, N., Mutihac, V., Grigorescu, D., Popescu, Ghe. (2007), *Dicționar de Geologie*, ediția a II-a, Editura Didactică și Pedagogică. București.
- Anderton, P.W. (1974) *Ice fabrics and petrography, Meserve Glacier, Antarctica*, J. Glaciology, 13 (68).
- Anelli, F. (1959), *Prime ricerche paleontologiche della grotta della Masseria del monte Conversano Murge in Bari*, Le grotte d'Italia, 3.
- Anghel, T. (2009), *Strategii de reabilitare a reliefului antropic generat de exploatarea miniere. Studiu de caz: Bazinul Motru*, teză de doctorat, Facultatea de Geografie, Univ. Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Anton, D., Vincent, P. (1986), *Parabolic dunes of the Jafurah Desert, Eastern Province, Saudi Arabia*, Journal of Arid Environments, 11.
- Argand, E. (1922), *Le tectonique de l'Asie*, C. R. XIII-e Congr., Geol. Intern., Belgique.
- Armaș, Iuliana (2006), *Risc și vulnerabilitate: metode de evaluare aplicate în geomorfologie*, Editura Universității din București, București.
- Armaș, Iuliana, Șandric, I., Damian, R., Osaci – Costache, Gabriela, (2003), *Vulnerabilitatea versanților la alunecări de teren*, Editura Fundația României de Măine, București.
- Ashmore, P. (2013), *Morphology and dynamics of braided rivers*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 9 (Fluvial Geomorphology), Academic Press, San Diego.

- Armstrong, T., Robert, B., Swithinbank, C. (1973), *Illustrated glossary of snow and ice* (2nd ed.), Scott Polar Research Institute, Cambridge.
- Atkinson, T.C. (1978), *Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes*, în M. J. Kirkby, (editor), *Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Audra, P. Palmer, A. N. (2013), *The vertical dimension of karst. Controls of vertical cave pattern*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 6 (Karst Geomorphology), Academic Press, San Diego.
- Babault, J., Van Den Driessche, J. (2013), *Plateau Uplift, Regional Warping, and Subsidence*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 5 (Tectonic Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Bachelery, P. Villeneuve, N. (2013), *Hot Spots and Large Igneous Provinces*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 5 (Tectonic Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Bagnold, R. A. (1941), *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, William Morrow and Co., New York.
- Bakker, J. p., Le Heux, J. V. N. (1947), *Theory on central rectilinear recession of slopes*, Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen, S. B., 50.
- Bathurst, J.C. (1993), *Flow resistance through the channel network*, în K. Beven și M. J. Kirkby (editori), *Channel Network Hydrology*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Batiza, R., White, J. D. L. (1999), *Submarine lavas and hyaloclastite*, în *Enciclopedia of volcanoes*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), Academic Press, San Diego.
- Baug, E. (1900),
- Bauling, H. (1950), *Essais de geomorphologie*, Publ. de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, Paris.
- Bauling, H. (1956), *Vocabulaire franco-anglo-allemand de Géomorphologie*, Les Belles Lettres, Paris.
- Băcăuanu V., (1989), *Geomorfologie*, Editura Universității Al. I. Cuza, Iași.
- Băcăuanu, V., Donisă I., Hârjoabă, I. (1974), *Dicționar geomorfologic cu termeni corespondenți în limbile: franceză, germană, engleză și rusă*, Editura Științifică, București.
- Bădilă, A. (2007), *Managementul riscului de dezastru. Ghid de lucru pentru ONG-urile de mediu în prevenirea dezastrelor*, în A. Bădilă (editor), *Asociația ALMA-RO*, București.
- Bălțeanu, D. (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie*, Editura Academiei R. S. România, București.
- Bălțeanu, D., Taloescu, Iuliana (1978), *Asupra evoluției ravenelor. Exemplificări din dealurile și podișurile de la exteriorul Carpaților*, SC GGG, seria Geografie, t. XXV.

- Bălteanu, D., Alexe, Rădița (2000), *Hazarde naturale și antropogene*, Editura Corint, București.
- Beaty, C. B. (1959), *Slope retreat by gullying*, Bull. Geol. Soc. Amer. 70.
- Beaumont, E. L. (1852), *Notice sur les systèmes des montagnes*, Imprimerie de L. Martinet, Paris.
- Beer, T. (2010), *Geophysical Hazards, Minimizing Risk, Maximizing Awareness*, Springer, Dordrecht.
- Bell, F. G. (2002), *Geological hazards. Their assesment, avoidance and mitigation*, Taylor & Francis e-Library.
- Belly, Y. (1964), *Sand movement by wind*, U. S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Technical Memo, 1, Addendum III.
- Benn, D. I., Evans D. J. A. (1998), *Glacier & glaciation*, Arnold Publication, London.
- Benn, D. I., Evans D. J. A. (2010), *Glacier & glaciation*, second edition, Arnold, London – New York – Sidney - Auckland.
- Berindei, I. (1958), *Relieful structural din bazinul Văii Leghia*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geologie-Geografie, nr. 1.
- Berindei, I., Pop, P. Gr. (1972), *Județul Bihor*, Editura Academiei R. S. România, București.
- Bertalanffy, L. von (1932), *The theory of open systems in Physics and Biology*, Science, vol. 111.
- Bertalanffy, L. von (1950), *An outline of general system theory*, British Journal for the Philosophy of Science, vol. 1.
- Bertouille, H. (1973), *Resolution simple de problemes de thermo-cinetique dans les sols (Application a la crioclastie)*, Biul. Perigl., 22.
- Bertrand, M. (1887), *Le chaine des Alpes et la formation du continent Européen*, Bulletin Société Geologique France, series. 3, v. 15.
- Best, J. L. (2019), *Anthropogenic stresses on the world's big rivers*, Nature Geoscience, 12(1).
- Bierman, P. R., Montgomery, D. R. (2013), *Key Concepts in Geomorphology*, W. H. Freeman and Company Publishers, New York.
- Bird, E. (2008), *Coastal Geomorphology. An Introduction*, John Wiley & Sons Chichester.
- Biot, P. (1958), *Morphologie structurale*, P.U.F., Paris.
- Biot, P. (1968), *The Cycle of Erosion in Different Climates*, University of California Press.
- Bishop, M. P. (2013), *Remote Sensing and GIScience in Geomorphology: Introduction and Overview*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 3 (Remote Sensing and GIScience in Geomorphology: Introduction and Overview), Academic Press Elsevier, San Diego.

- Blackett, P. M. S., Bullard, E., Runcorn, S. K., (1965), *A Symposium on Continental Drift*, în P. M. S. Blackett, E. Bullard și S. K. Runcorn (editori), Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A., 258.
- Blackwelder, E. (1928), *The Recognition of Fault Scarps*, The Journal of Geology, vol. 36, nr. 4.
- Blaga, L. (2009), *Studiu de geomorfologie relaționară în sistemele dinamice din Munții Plopiș*, Editura Universității din Oradea, Oradea.
- Blaga, L., Josan, N., Ilieș, Dorina, Camelia (2014), *Relieful și amenajarea teritoriului*, Editura Universității din Oradea, Oradea.
- Bleahu, M. (1957), *Captarea carstică și importanța ei pentru evoluția morfologică a regiunilor carstice*, Probleme de Geografie, vol. 5.
- Bleahu, M. (1974), *Morfologia carstică*, Editura Științifică, București.
- Bleahu, M. (1982), *Relieful carstic*, Editura Albatros, București.
- Bleahu, M. (1983), *Tectonica globală*, vol. I, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- Bleahu, M. (1989), *Tectonica globală*, vol. II, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- Blenkinsop, T., Moore, A. (2013), *Tectonic Geomorphology of Passive Margins and Continental Hinterlands*, în J. Shroder (editor șef), Treatise on Geomorphology, vol. 5 (Tectonic Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Bloom, A. L. (1978), *Geomorphology. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*, Prentice-Hall, Borrough.
- Blong, R. (1999), *Volcanic hazards and risk management*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), Encyclopedia of volcanoes, Academic Press, San Diego.
- Bluck, B. J. (1976), *Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity*, Trans. Of the Royal Soc. Of Edinburgh, 69.
- Bluck, B. J. (1982), *Texture of gravel bars in braided streams*, în R. D. Hey, J. K. Bathurst și C. R. Thorne (editori), Gravel – bed rivers: Fluvial Processes, Engineering and Management, John Wiley and Sons, Chichester.
- Bogli, A. (1964), *Mischungskorrosion: Ein Beitrag zum Verkarstungsproblem*, Erdkunde, 18.
- Bojoi I. (1979), *Curs de geomorfologie*, Editura Universității Ștefan cel Mare, Suceava.
- Bornhardt, W. (1900), *Zur Oberflächen-Gestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas*, Deutsch-Ostafrika, vol. 7, Dietrich Reimer, Berlin.
- Bonis, I. (1979), *Sistem informație. Sistemele în Științele Naturii*, Editura Academiei R. S. România, București.
- Bostrom, N., Circovik, M. (2008), *Global catastrophic risk*, Oxford University Press, Oxford.

- Bott, M. H. P. (1971), *The interior of the Earth*, Edward Arnold, London.
- Bott, M. H. P. (1976), *Formations of sedimentary basins of graben type by extension of continental crust*, Tectonophysics, vol. 36.
- Bott, M. H. P. (1981), *Crustal doming and the mechanism of continental rifting*, Tectonophysics, vol. 73.
- Botzan, M. (1996), *Mediu și viață în spațiul Carpato-Dunăreano-Pontic*, Editura Academiei Române, București.
- Boulton, G. S., Eyles, N. (1979), *Sedimentation by valley glaciers: a model and genetic clasification*, în C. Schluchter (editor), *Moraines and Varves*, A. A. Balkema, Rotterdam.
- Boulton, G. S. (1982), *Subglacial processes and the development of glacial bedforms*, în R. Davidson-Arnott, W. Nickling și B. D. Fahey (editori), *Research in Glacial, Glacio-fluvial, and Glacio-lacustrine Systems*, Geobooks, Norwich, 1–31.
- Boulton, G. S., Dent, D. L., Morris, E. M. (1974), *Subglacial shearing and crushing, and the role of water pressures in tills from south-east Iceland*, Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography, vol. 56, nr. 3-4.
- Bowler, J. M. (1976), *Aridity in Australia: age, origins and expression in aeolian landforms and sediments*, Earth Science Reviews, 12.
- Bravard J.-P., Petit F. (2000), *Les cours d'eau. Dynamique du systeme fluvial*, Armand Colin, Paris.
- Breed, C. S., Grow, T. (1979), *Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing*, în E. D. McKee (editor), *A study of global sand seas*, United States Geological Survey, Professional Paper 1052.
- Bretz, J. H. (1942), *Vadose and phreatic features of limestone caves*, Journal of Geology, vol. 50, nr. 6.
- Bretz, J. H. (1953), *Genetic relations of caves to peneplains and big springs in the Ozarks*, American Journal of Science, vol. 251.
- Brice, J. C. (1964), *Channel Patterns and Terraces of the Loup Rivers in Nebraska. Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers*, Geological Survey Professional Paper, 422-d.
- Brice, J. C. (1975), *Airphoto Interpretation of the Form and Behavior of Alluvial Rivers*, Final Report for U.S. Army Reasearch Office.
- Bridge, J., Demicco, R. (2008), *Earth surface processes, Landforms and Sediment Deposits*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Brierley, G. J., Fryirs, A. F. (2006), *Geomorphology and river management. Applications of the river Styles framework*, Blackwell Publishing, Oxford.

- Bristow, C., Mountney, N. P. (2013), *Aeolian Stratigraphy*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 11 (Aeolian Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Bristow, C., Livingstone, I., (2019), *Dune sediments*, în I. Livingstone și A. Warren, (editori), *Aeolian Geomorphology*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- Bristow, C. S., Bailey, S. D., Lancaster, N. (2000), *Sedimentary structure of linear sand dunes*, *Nature*, 406.
- Brodzikowski, K., van Loon, A., J. (1991), *Glacigenic sediments*, Elsevier, Amsterdam.
- Brown, R. J. E. (1970), *Permafrost in Canada: Its Influence on Northern Development*, University of Toronto Press, Toronto.
- Bruce, L. R. (2020), *River dynamics. Geomorphology to support management*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Bruce, L. R., Thorn, C. E. (1996), *Observation in Geomorphology*, în B. L. Rhoads și C. E. Thorn (editori), *The Scientific Nature of geomorphology*, Proceedings of the 27th Binghamton Symposium, John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- Brunet R. (1968), *Les phenomene des discontinuite en Geographie*, Memoire et documents C.N.R.S., Paris.
- Brunet, R., Ferras, R., Thery, H. (1993), *Les mots de la géographie: dictionnaire critique*, 3-e éd. Rev. et augm., Reclus, Montpellier.
- Brunsdon, D. (2001), *A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology*, *Catena*, nr. 42, Elsevier.
- Brunsdon, D., Thornes, J. B. (1979), *Landscape sensitivity and change*, *Transactions of Inst. Brit. Geogr.*, Vol. 4.
- Brush, L. M. (1961), *Drainage basins, channels and flows characteristics of selected stream in Central Pennsylvania*, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 282-F.
- Bryan, K. (1936), *Progres in the geomorphology of arid regions*, *Zeitschr. Geomorph.*, 8.
- Bryan, K. (1936), *The formation of pediments*, XVI-e Congr. Geol. Int. Raports, vol. 2, Washington.
- Budel, J. (1948), *Das System der klimatischen Morphologie*, Deutscher, Geographentag, Munchen.
- Budel, J. (1969), *Das System der klima-genetischen Geomorphologie*, *Erdkunde*, vol. 23, nr. 3.
- Budel, J. (1977), *Klima-Geomorphologie*, Gebruder Borntrager, Berlin-Stuttgart.
- Budel, J. (1982), *Climatic geomorphology*, Princeton University Press, Princeton.
- Buffon, G. L. L. (1749-1804), *Histoire naturelle, generale et particuliere*, lucrare publicată în 36 de volume (plus unul adițional), Paris De L'Imprimerie Royale.
- Bull, W. B. (2007), *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*, Blackwell, Oxford.

- Bullard, E. C. (1963), *The flow of heat through the floor of the Ocean*, The Sea, vol. 3, Willey, New York.
- Burbank, D. W., Anderson, R. S. (2012), *Tectonic geomorphology*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Butler, D. (2007), *Zoogeomorphology. Animal as geomorphic agents*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Buzilă, I., Muntean, L. (1997), *Alunecările de teren de la Șaeș (Podișul Hârtibaciului)*, Comunicări de Geografie, București.
- Campy, M., Macaire, J. J. (1989), *Géologie des formations superficielles. Géodynamique faciès utilisation*, Masson, Paris.
- Cardona, D. D. (1998), *Estudios de Vulnerabilidad Evaluacion del Riesgo Sismico, Planificacion Fisica y Urbana en Areas Propensas*, în M. Mejia-Navaro (editor), 2nd Conf. De Riesgos Geologicos del Valle de Aburra.
- Carey, S. (1999), *Volcaniclastic Sedimentation around Island Arcs*, în H. Sigurdsson (editor șef), și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Carlston, C. W. (1969), *Dowstream variations in the hydraulic geometry of streams: special emphasis on mean velocity*, American Journal of Science, nr. 267.
- Carson, M. A., Kirkby, M. (1972), *Hillslope form and process*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Casalbore, D. (2018), *Volcanic Islands and Seamounts*, în A. Micallef, S. Krastel și A. Savini, (editori), *Submarine Geomorphology*, Springer, Cham.
- Cavaille A. (1962), *Le systeme karstique et l'volution des grottes*, Spelunca, Mem., 2.
- Chawla, S., Dhir, R. P., Singhvi, A. K. (1991), *Thermoluminescence chronology of sand profiles in the Thar Desert and their implications*, Quaternary Science Reviews, 11.
- Chang, H. H. (1979), *Minimum stream power and river channel patterns*, J. of Hydrology, nr. 41.
- Chardonnet, J. (1955), *Traite de morphologie*, tome I, Relief et structutre, Publications Techniques de l'Institut Géographique National, Paris.
- Charlton, Rosemary (2008), *Fundamentals of fluvial geomorphology*, Routledge, London.
- Charpentier, J. de (1841), *Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhone*, Imprimerie et librairie Marc Ducloux, Laussane.
- Chen, W., Chai, H., Sun, X., Qiqing, W., Xiao, D., Haoyuan, H. (2016) *A GIS-based comparative study of frequency ratio, statistical index and weights-of-evidence models in landslide susceptibility mapping*, Arabian Journal of Geosciences, vol. 9, nr. 3.
- Chin, A. (1999), *On the origin of step-pool sequences in mountain streams*, Geophysical Research Letters, 26(2).

- Chin, A., Phillips, J. D. (2007), *The self-organization of step-pools in mountain streams*, *Geomorphology*, 83(3–4).
- Chin, A., Wohl, E. (2005), *Toward a theory for step pools in stream channels*, *Progress in Physical Geography*, 29(3)
- Cholley, A. (1950), *Morphologie structurale et morphologie climatique*, *Ann. Geogr.*, t. 59, 317.
- Chorley, R. J. (1962), *Geomorphology and general systems theory*, Geological Survey Professional Paper 500-B, United States Government Printing Office, Washington.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. (1984), *Geomorphology*, Methuen, London.
- Chorley, R. J., Kennedy, B. A. (1971), *Physical Geography. A System Approach*, Prentice Hall Int., London.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. (1984), *Geomorphology*, Methuen, London.
- Christopherson, W. R. (2009), *Geosystems, An Introduction to Physical Geography*, Seventh Edition, Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Church, M., Ryder, J. M. (1972), *Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial Processes conditioned by glaciation*, *Geological Society of America Bulletin*, 83(10).
- Cioacă, A. (2006), *Probleme speciale de geomorfologie*, Editura Fundației România de Măine, București.
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R., Sbrana, A. (1999), *Plinian and subplinian eruptions*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Ciupagea, D., Paucă, M., Ichim, Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Editura Academiei R. S. România, București.
- Clague, J., Stead, D. (2012), *Landslides. Types, Mechanisms and Modelling*, Cambridge University Press, New York.
- Clark, C. D., Meehan, R. T. (2001), *Subglacial bedform geomorphology of the Irish Ice Sheet reveals major configuration changes during growth and decay*, *Journal of Quaternary Science*, vol. 16, nr. 5.
- Coates, D. R., Vitek, J. D. (1980), *Thresholds in Geomorphology*, George Allen and Unwin, London.
- Comănescu Laura, Ielenicz M., Nedelea A. (2010), *Relieful și valorificarea lui în turism*, Editura Ars Docendi, București.
- Comiti, F., Andreoli, A., Lenzi, M. A. (2005), *Morphological effects of local scouring in step-pool streams*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(12).

- Cooke, R. U., Warren, A. W. (1973), *Geomorphology in deserts*, University of California Press, Berkeley.
- Coppock, J. T. (1995), *GIS and natural hazards: an overview from a GIS perspective*, în A. Carrara și F. Guzzetti (editori), *Geographical information Systems in Assessing Natural Hazards*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Corbel, J. (1954), *Karst de climat froid*, Erdkunde, B. D., vol. 8.
- Cornaglia, P. (1891), *Sul regime delle spaglie e sulla regolazione dei porti*, Stamperia reale della ditta G. B. Paravia Torino.
- Corominas, J. (1997), *Debris slide*, în R. Dikau, D. Brunnsden, L. Schrott și M.-L. Ibsen (editori) *Landslide recognition. Identification, movement and causes*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Costa, J. E., Fleisher, P. J. (1984), *Developments and Applications of Geomorphology*, Springer-Verlag, Berlin.
- Cotton, C. A. (1952), *Volcanoes as landscape forms*, second edition, Whitecombe and Tombs, Christchurch.
- Coteț, P. (1969), *Geomorfologie cu elemente de Geologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Coteț, P. (1971), *Geomorfologie cu elemente de Geologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Coteț, P. (1973), *Geomorfologia României*, Editura Tehnică, București.
- Cotton, C. A. (1947), *Geomorphology*, 4th ed., John Wiley, New York.
- Cotton, C. A. (1952), *Geomorphology. An Introduction to the Study of Landforms*, John Wiley, New York.
- Courtillot, V. (1973), *Crise de l'énergie: la solution géothermique*, La Recherche, 35.
- Crozier, M. J., Hardenbiker, U., Gomez, B. (2010), *Physical landscapes*, în B. Gomez și J. P. Jones (editori), *III, Research Methods in Geography*, Wiley-Blackwell, West Sussex.
- Cruden, D. M., Varnes, D. J. (1996) *Landslide types and processes*, în R. L. Shuster și R. J. Krizek (editori), *Landslides: investigation and mitigation*, Transportation Research Board Special Report, 176, National Academy Science, Washington.
- Crutzen, P. J. (2002), *Geology of mankind: The Anthropocene*, Nature, 415, 23.
- Curran, J. H., Wohl, E. E. (2003), *Large woody debris and flow resistance in step-pool channels, Cascade Range, Washington*, Geomorphology, 51(1–3).
- Cutter, S. L. (2010), *Social Science Perspectives on Hazards and Vulnerability Science*, în T. Beer (editor), *Geophysical Hazards, Minimizing Risk, Maximizing Awareness*, Springer, Dordrecht.
- Cvijic, J. (1925), *Types morphologiques du karst. Le Holokarst. Le Merokarst. Types karstique de transition*, Compte Rendus de l'Academie des Sciences, 180.
- Cvijic, J. (1960), *La géographie des terrains calcaires*, Academie Serbe des Sciences et des Arts, Beograd, Monographiest, CCCXLI, Beograd.

- Dahl, R. (1965), *Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Nordland, Norway*, Geografiska Annaler, 47.
- Daines, M. J. (1999), *Migration of melt*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Daly, R. A. (1926), *Our mobile Earth*, în Ch. Scribner (editor), New York.
- Dana, J. D. (1873), *One some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of the mountains and the nature of Earth's interior*, Part I, Am. Jour. Sci., ser. 3, vol. 5, nr. 30, art. 46.
- Dalrymple, B. J., Blong, R. J., Conacher, A. J. (1968), *An Hypothetical Nine Unit Landsurface Model*, *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Bd. 12.
- Darwin. C. (1859), *On the origin of species*, Printed by W. Clowes and Sons, London.
- Darwin, C. (1898), *The structure and distribution of coral reefs*, ed. III, Appleton and Co., New York.
- Dausse, M. F. B. (1857), *Note sur un Principe important et nouveau d'Hydraulique*, C. R. Acad. Sciences, XLIV, Paris.
- Davidson-Arnott, R. (2010), *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*, Cambridge University Press.
- Davies, J. L. (1980), *Geographical variation in coastal development*, Longman, London.
- Davis, W. M. (1899), *The Geographical cycle*, Geogr. Journ., XIV.
- Davis, W. M. (1902), *Base-level, grade and peneplain*, J. of Geology, 10.
- Davis, W. M. (1905), *Complications of the Geographical Cycle*, Report of the Eighth International Geographical Congress, Washington, 1904.
- Davis, W. M. (1912), *Die erklärende Beschreibung der Landformen*, Berlin.
- Davis, W. M. (1928), *The coral reef problem*, in Am. Geog. Soc. Special Publ, 9.
- Davis, W. M. (1930), *Origin of Limestone Caverns*, Buletin of the Geological Society of America, vol. 41 (3).
- Davis, W. M. (1931), *The Origin of Limestone Caverns*, Science, vol. 73, nr. 1891.
- De la Cruz-Reyna, S., Meli, R. P., Quaas, R. W. (1999), *Volcanic crises management*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Dedkov, A. P. (1976), *Theoretical aspects of contemporary climatic-geomorphological ideas*, *Geomorphologiya*, vol. 4, nr. 3.
- De la Noe, G., Margerie, Emm. de (1888), *Les formes du terrain*, Imprimerie Nationale, Paris.

- Delmelle, P. (1999), *Volcanic lakes*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Demanjeot, J. (1967), *Les tendances de la geomorphologie francaise*, *Acta geographica*, 65-66.
- Depret, T., Gautier, Emmanuele, Hook, Janet, Grancher, Delphine, Virmoux, C., Brunstein, D. (2017), *Causes of planform stability of a low-energy meandering gravel-bed river (Cher River, France)*, *Geomorphology*, nr. 285.
- Derbyshire, E. (1968), *Cirque*, în R. W. Fairbridge (editor), *The Enciclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corporation, New York-Amsterdam-London.
- Derbyshire, E., Meng, X. (2005), *Loess*, în P. G. Fookes, E. M. Lee și G. Milligan (editori), *Geomorphology for Engineers*, 2nd edition, Whittles Publishing, Dunbeath.
- Demarchi, L., Bizzi, S., Piegay, H. (2016), *Une méthodologie automatisée et multi-scalaire pour la caractérisation de l'hydromorphologie à l'échelle régionale* *Journée Technique Avancées, apports et perspectives de la télédétection pour la caractérisation physique des corridors fluviaux*, *Journée Technique*, 10 juin.
- Derruau, M. (1956), *Precis de geomorphologie*, Masson, Paris.
- Derruau, M. (1965), *Precis de geomorphologie*, 4th edition, Masson, Paris.
- Desio, A. (1963), *Review of the geologic formations of the western Karakoram (Central Asia)*, *Riv. Ital. Palentol. Stratigr.*, 69.
- Desio, A. (1970), *Geology of the Baltoro basin*, In Desio A - Italian expedition to the Karakorum (K2) and Hindu Kush, *Scientific Reports, Geology-Petrography*, 3/2, Brill, Leiden.
- Dewey, J. F. (1976), *Ophiolite obduction*, *Tectonophys*, vol. 31, nr. 1 – 2.
- Dewey, J. F., Bird, J. M. (1970), *Mountain belts and the new global tectonics*, *Journ. Geophys. Res.*, vol. 75, nr. 14.
- Dewey, J. F., Burke, K. (1974), *Hot Spots and Continental Break-up: Implications for Collisional Orogeny*, *Geology*, 2.
- Dewolf, Yvette, Bourie, G. (2008), *Les formations superficielles. Geneze – Typologie – Clasification, Peisages et environnements, ressources et risques*, Elipses, Paris.
- Dibner, V. D. (1951), *Legile de bază ale dezvoltării rețelei hidrografice și ale mecanismului peneplizării*, *An. rom.-sov., seria geol.-geogr.*, nr. 2.
- Dietz, R. S. (1962), *Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor*, *Nature*, vol. 190.
- Dikau, R. (1989), *The application of a digital relief model to landform analysis*, in Raper, J. F. (editor), *Three dimensional applications in Geographical Information Systems*, Taylor and Francis, London.

- Dikau, R., Jager, S. (1995), *Landslide hazard modeling in New Mexico and Germany*, în D. McGregor și D. Thompson (editori), *Geomorphology and land Management in Changing Environment*, Wiley, Chichester.
- Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, Maia-Laura (1997), *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Dionne, J. C. (1984), *Le rocher profile: une forme d'érosion glaciaire negligee*, *Geographie Physique et Quaternaire*, XXXVIII, 1.
- Dixon, J. K. (2013), *Pedogenesis with respect to Geomorphology*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 4 (Weathering and Soils Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Dixon, J. M., Farrar, E. (1980), *Ridge subduction, eduction, and Neogene tectonics of southwestern North America*, *Tectonophys*, vol. 6, nr. 1 – 2.
- Donisă, I. (1977), *Bazele teoretice și metodologice ale Geografiei*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Donisă, I. (1987), *Bazele teoretice și metodologice ale Geografiei*, Centrul de multiplicare al Univ. Al. I. Cuza, Iași.
- Donisă I., Boboc N. (1994), *Geomorfologie*, Editura Lumina, Chișinău.
- Douglas, I. (1980), *Climatic geomorphology. Present-day processes and landform evolution. Problems of interpretation*, *Zeitschr. fur Geomorphologie*, 36.
- Dragoș, V. (1982), *Geologie generală și stratigrafică*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Drăguț, I., Blaschke, T. (2006), *Automated classification of landform elements using object-based image analysis*, *Geomorphology*, 81.
- Drăguț, I., Blaschke, T. (2008), *Terrain Segmentation and Classification using SRTM Data*, în Q. Zhou, B. Lees, Ga. Tang (editori), *Advances in Digital Terrain Analysis. Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*, Springer, Berlin, Heidelberg.
- Drewry, D. (1986), *Glacial geologic processes*, Edward Arnold, London.
- Du Toit, A. L. (1927), *A geological comparizon of South America with South Africa*, Carnegie Institution of Washington, Publication nr. 381.
- Dumitrescu, I. (1962), *Curs de geologie structurală cu principii de geotehnică și cartare geologică*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Dumitrescu-Aldem, Al., (1911), *Die untere Donau zwischen Turnu Severin und Brăila*, Dissertation, W. Meckenstock, Der, Berlin.
- Einstein, H. H. (1988), *Special lecture: landslide risk assesment procedure*, *Proceedings 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne 2.
- Elsasser, W. M. (1971), *Sea-floor spreading as thermal convection*, *J. Geophys. Res.*, 76.

- Eckel, E. B. (1958), *Landslides and Engineering practice*, în E. B. Eckel (editor), A Symposium Highway Research Board, Special Rep., 29, Washington, D. C.
- Embleton, C., King, C. A. M. (1968), *Glacial and Periglacial Geomorphology*, St. Martin's Press, New York.
- Embleton, C., King, C. A. M. (1975), *Glacial geomorphology*, Edward Arnold, London.
- Ene, M. (2012), *Geomorfologie tectono-structurală*, Editura Universitară, București.
- Etzelmüller, B., Vatne, G., Odegard, R. S., Sollid, J. L. (1993), *Dynamics of two subpolar valley glaciers. Erikbreen and Hannabreen, Liefdefjorden, Northern Spitsbergen*, Geogr. Ann. 75A, (1-2).
- Evans, I. S. (1969), *The geomorphology and morphometry of glacial and nival areas*, în Chorley, R. J. (editor), *Water, earth and men*, Methuen, London.
- Evans, I. S. (1972), *General geomorphometry*, în R. J. Chorley (editor), *Spatial Analysis in Geomorphology*, London.
- Evans, D. J. A. (1996), *A possible origin for a mega-fluting complex on the southern Alberta prairies, Canada*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band, 106.
- Evans, D. J. A. (1999), *Glacial debris transport and moraine deposition: a case study of the Jurdalen cirque complex, Sogn-og-Fjordane, western Norway*, Zeitschrift für Geomorphologie, 43.
- Evans, I. S. (2005), *Cartographic techniques in geomorphology*, în A. Goudie, M. Anderson, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley și P. Worsley (editori), *Geomorphological techniques*, Routledge (Taylor & Francis e-Library), London.
- Evans, I. S., Dikau, R., Tokunaga, E., Ohmori, H., Hirano, M. (2003), *Concepts and Modelling in Geomorphology. International Perspectives*, Terrapub, Tokyo.
- Evans, S. G., Mugnozza, G. S., Strom, A., Hermanns, R. (2006), *Landslide from massive rock slope failure*, Springer, Dordrecht.
- Evans, S. G., Mugnozza, G. S., Storm, A. L., Hermanns, R. L., Ischuk, A., Vinnichenko, S. (2006), *Landslides from massive rock slope failure and associated phenomena*, în S. G. Evans, G. S. Mugnozza, A. Strom și R. Hermanns (editori), *Landslide from massive rock slope failure*, Springer, Dordrecht.
- Eyles, N., Boyce, J. I. and Barendregt, R. W. (1999), *Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds*, Sedimentary Geology, 123.
- Fahnestock, R. K. (1963), *Morphology and hydrology of a glacial stream: White River, Mount Rainier, Washington*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 422-A.
- Fairbridge, R. W. (1968), *The encyclopedia of geomorphology*, Editura Reinhold, New York.
- Faucher, B., Savoyat, E. (1973), *Esquisse géologique des Andes de l'Equateur*, Revue de physique et de géologie dynamique, vol XV, fasc 1-2.

- Feier, Ioana (2010), *Reconstituirea evoluției geomorfologice a văii Someșului Mic în Holocen*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie-Geologie, Universitatea Al. I. Cuza, Iași.
- Ferguson, R. I. (1993), *Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems*, în J. L. Best și C. S. Bristow (editori), *Braided Rivers*, Special Publication of the Geological Society of London, 75.
- Fernandes, N. F., Guimaraes, R. F., Gomez, R. A. T., Vieira, B. C., Montgomery, D. R., Greenberg, H. (2004), *Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling*, *Catena*, 55.
- Fisher, O. (1866), *On the disintegration of a chalk cliff*, *Geological Magazine*, 3.
- Filip, S. (2008), *Depresiunea și Munceii Băii Mari. Studiu de geomorfologie environmentală*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Florea, M. N. (1996), *Stabilitatea iazurilor de decantare*, Editura Tehnică, București.
- Florea, N. (1979), *Alunecări de teren și taluze*, Editura Tehnică, București.
- Fleisher, P. J. (1984), *Maps in Applied Geomorphology*, în J. E. Costa și P. J. Fleisher (editori), *Developments and Applications of Geomorphology*, Springer-Verlag, Berlin.
- Flint, F. R., Skinner, B. J. (1977), *Physical Geology*, second edition, John Wiley and Sons, New York.
- Flood, P. G. (1999), *Development of northwest Pacific guyots: General results from Ocean Drilling Program legs 143 and 144*, *The Island Arc*, 8.
- Fookes, P. G., Lee, E. M., Milligan, G. (2005), *Geomorphology for Engineers*, Whittles Publishing, Dunbeath.
- Ford, D. C., Williams, P. (2007), *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, John Wiley, Chichester.
- Frații Purității (2019), *Epistole despre logică*, Editura Polirom, Iași.
- French, H. M. (2007), *The Periglacial Environment*, third edition, John Wiley & Sons, Chichester.
- Fryberger, S. G. (1979), *Dune forms and wind regimes*, în E. D. McKee (editor), *A Study of Global Sand Seas*, United States Geological Survey, Professional Paper 1052.
- Fukao, Y., Masayuki, O., Hiroshi, I., Masakazu, N. (1992), *Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone*, *Journal of Geophysical Research*, vol. 97.
- Fukao, Y., Maruyama, S., Obayashi, M., Inoue, H. (1994), *Geological implication of the whole mantle P-wave tomography*, *Journal of the Geological Society of Japan*, 100.
- Gares, P. A., Sherman, D. J., Nordstrom, K. F. (1994), *Geomorphology and natural hazards*, *Geomorphology*, 10.
- Gary, M., McAfee, Jr. R., Wolf, C. L. (1974), *Glossary of Geology*, American Geological Institute, Washington DC.

- Gaylord, D. R. (1990), *Holocene paleoclimatic fluctuations revealed from dune and interdune strata in Wyoming*, Journal of Arid Environments, 18.
- Gârbacea, V. (1964), *Alunecările de teren de la Saschiz (Podișul Hârtibaciului)*, Studia Univ. Babeș - Bolyai, Cluj-Napoca, seria Geologie-Geografie, vol. VIII, fasc. 1.
- Gârbacea, V. (2013), *Relieful de glimee*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Geikie, A. (1905), *Landscape in History: and Other Essays*, Macmillan and Company,
- Georgescu-Roegen, N. (1979), *The role of matter in the substitution of energies*, în A. Ayoub, (editor), *Energy, international cooperation on crisis*, Third International Colloquium on Petroleum Economics, Quebec, 3-5 November 1977, Quebec, Presses de l'Université Laval.
- Gerber, E. (1969), *Bildung und Formen von Gratgipfeln und Felswaenden in den Alpen*, Z. Geomorph. Suppl. 8, 94.
- Gherasimov, I. P. (1946), *Opît gheomorfologhiceskoi interpretații obșcei shemi gheologhiceskogo stroeni*, SSSR. Vopr. Fiz. Gheogr., vol. 12.
- Gherasimov, I. P., Mescerjakov, J. A. (1964), *Morfostruktura i morfoskuljptura zemnoj poverhnosti*, V zbronicu Problemji geografii, Nauka, Moskva.
- Gilbert, G. K. (1877), *Raport of the geology of Henry Mountains*, U. S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain region.
- Gilbert, G. K. (1877), *Raport of the geology of Henry Mountains*, Government Printing Office, Washington.
- Gilbert, G. K. (1890), *Lake Bonneville*, U. S. Geol. Survey, Mon. 1.
- Glade, T., Anderson, M., Crozier, M. (2006), *Landslide hazard and risk*, John Wiley and Sons, Chichester.
- Glasser, N. F. (1995), *Modeling the effect of topography on ice sheet erosion*, Scotland, Geografiska Annaler, 77A.
- Gluckert, G. (1973), *Two large drumlin fields in central Finland*, Fennia, 120.
- Gordon, J. E. (1977), *Morphometry of cirques in the Kintail-Affric-Cannich area of northwest Scotland*, Geografiska Annaler, 59A.
- Gordon, J. E., Whalley, W. B., Gellatly, A. F. and Vere, D. M. (1992), *The formation of glacial flutes: assessment of models with evidence from Lyngsdalen, north Norway*, Quaternary Science Reviews, 11.
- Gottsmann, J., Marti, J. (2008), *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*, Series: Developments in Volcanology, Elsevier, Amsterdam.
- Gotzinger, G. (1907), *Beitrage zur Entstehung der Bergrückenformen*, Geog. Abh., 9.
- Goțiu, Dana, Surdeanu, V. (2007), *Noțiuni fundamentale în studiul hazardelor naturale*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Goțiu, Dana, Surdeanu, V. (2008), *Hazardele naturale și riscurile asociate din Țara Hațegului*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

- Goudie A. S. (1993), *Human influence in geomorphology*, în *Geomorphology*, vol. 7.
- Goudie, A. S. (1995), *The changing Earth*, Blackwell, Oxford.
- Goudie, A. S. (2002), *Great Warm Deserts of the World – Landscapes and Evolution*, Oxford University Press, Oxford.
- Goudie, A. S. (2004), *Enciclopedia of geomorphology*, volume 1 (A - I), Routledge, London.
- Goudie, A. S. (2005), *Geomorphological techniques*, Routledge (Taylor & Francis e-Library), London.
- Goudie, A. S. (2008), *The history and nature of wind erosion in deserts*, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36.
- Goudie, A. S. (2013), *Arid and Semi-Arid Geomorphology*, Cambridge University Press.
- Goudie, A. S., Viles, H. A. (2016), *Geomorphology in the Anthropocene*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Goudie, A. S., Atkinson, B. W., Gregory, K. J. (1985), *The encyclopedic dictionary of physical geography*, Oxford, Basil Blackwell.
- Graf, W. L. (1977), *The rate law in fluvial geomorphology*, *Am. Journal of Science*, 277.
- Grahmann, R. (1932), *Das Alter der Hellerterrasse und der Dünen bei Dresden*, Ein Beitrag zur Geschichte des sächsischen Elbtales - Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Dresden (N.F.), 6 Abb., Dresden.
- Grasu, C. (1997), *Geologie structurală*, Editura Tehnică, București.
- Gray, M. (2004), *Geodiversity valuing and conserving abiotic nature*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- Grecu, Florina (1997), *Gheață și ghețari. Introducere în glaciologie*, Editura Tehnică, București.
- Grecu, Florina (2000), *Repere ale gândirii în Geografie*, vol. I. Început și prezent, Editura Universității din București, București.
- Grecu, Florina (2004), *Hazarde și riscuri naturale*, Ediția a II-a, Editura Universitară, București.
- Grecu, Florina (2007), *Glaciologie*, Editura Credis, București.
- Grecu, Florina (2018), *Geomorfologie dinamică pluvio-fluvială*, Editura Universitară, București.
- Grecu, Florina, Demeter, T. (1997), *Geografie formațiunilor superficiale. Partea I.*, Edit. Universității din București, București.
- Grecu, Florina, Palmentola, G. (2003), *Geomorfologie dinamică*, Editura Tehnică, București.
- Greeley, R., Iversen, J. D. (1985), *Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Gregory, K. J. (2010), *The Earth's Land Surface. Landforms and Processes in Geomorphology*, SAGE, London.

- Gregory, K. J., Walling, D. E. (1973), *Drainage Basin. Form and Process: A Geomorphological Approach*, Edward Arnold, London.
- Grenier, M. P. (1968), *Observations sur le tafonis du desert Chilien*, Buletin de l'Associations de Geographes Francais, vol. 364 – 365.
- Griggs, D. T. (1939), *A theory of mountain-building*, Amer. Journ. Sci., vol. 237, nr. 7.
- Grigore, M. (1972), *Cartografie geomorfologică*, Centrul de multiplicare al Universității București.
- Grigore, M. (1979), *Reprezentarea grafică și cartografică a formelor de relief*, Editura Academiei Române, București.
- Grossi, Patricia, Kunreuther, H. (2005), *Catastrophe modelling: a new approach to managing risk*, Springer Science + Business Media, Inc., Boston.
- Grove, A. T., Warren, A. (1968), *Quaternary landforms and climate on the south side of the Sahara*, Geographical Journal, 134.
- Grund, A. (1914), *Die Geographische Zyklus im Karst*, Gesellschaft für Erdkunde, 52.
- Gunnell, Y., Fleitout, L. (2000) *Morphotectonic evolution of Western Ghats, India*, In M. A. Summerfield (ed.) *Geomorphology and Global Tectonics*, Chichester: John Wiley & Sons.
- Gutierrez, M. (2005), *Climatic Geomorphology*, Elsevier, Amsterdam.
- Gutierrez, M., Gutierrez, F. (2013), *Climatic Geomorphology*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 13 (*Geomorphology of Human Disturbances, Climate Change, and Hazards*), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Hack, J. T. (1941), *Dunes of the Western Navajo County*, Geographical Review, 31.
- Hack, J. T. (1957), *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 249-B.
- Hack, J. T. (1960), *Interpretation of erosional topography in humid temperate regions*, American Journal of Science, 258A.
- Hack, J. T. (1965), *Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual ore deposits*, U.S. Geological Survey Professional Paper 484.
- Hack, J. T. (1980), *Rock control and tectonism - Their importance in shaping the Appalachian Highlands*, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1126-B.
- Haeblerli, W. (1985), *An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP. Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps*, Z. F. Gletscherk. U. Glazialgeol., 21.
- Hagg, W. (2022), *Glaciology and Glacial Geomorphology*, Springer, Berlin.
- Haggett, P. (1979), *Geography: a modern synthesis*, third edition, Harper & Row, New York.

- Haggett, P., Chorley, R. J., Stodart, D. R. (1965), *Scale Standards in Geographical Research: A New Measure of Areal Magnitude*, Nature, 205.
- Hagedorn, J., Poser, H. (1974), *Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozesskombinationen auf der Erde*, in Abh. Akad. Wiss., Göttingen.
- Haigh, M. J. (1985), *Geography and general system theory, philosophical homologies and current practice*, Geoforum, vol. 16, nr. 2.
- Haigh, M. J. (1987), *The holon. Hierarchy Theory and landscape research*, Catena, Supplement, 10.
- Halimov, M., Fezer, F. (1989), *Eight yardang types in Central Asia*, Zeitschrift für Geomorphologie, 33(2).
- Hall, J. (1859), *Natural History of New York*, vol. 3, Description and figures of the organic remains of the Lower Helderberg Group and the Oriskany sandstone, Geol. Surv, Albany, N.Y.
- Hallet, B. (1979), *A theoretical model of glacial abrasion*, Journal of Glaciology, 23.
- Hallet, B. (1981), *Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice*, Annals of Glaciology, 2.
- Hart, J. K. (1995), *Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds*, Progress in Physical Geography 19, 2.
- Hamblin, W. K. (1992), *Earth's systems*, 6th edition, Magmillan Publishing Co., New York.
- Hambrey, M. J., Christoffersen, P., Glasser, N. F., Hubbard, B. (2007), *Glacial sedimentary processes and products*, Blackwell Publishing, Oxford.
- Hamilton, C. (2015), *The Anthropocene as rupture*, The Anthropocene Review, vol. 3, nr. 2.
- Harris, P. T., Macmillan-Lawler, M. (2018), *Origin and Geomorphic Characteristics of Ocean Basins*, în A. Micallef, S. Krastel și A. Savini (editori), *Submarine Geomorphology*, Springer, Cham.
- Harvey, A. (2012), *Introducing Geomorphology: A Guide to Landforms and Processes*, Dunedin Academic Press, Edinburgh.
- Haug, E. (1900), *Les géosynclinaux et les aires continentales, Contribution à l'étude des transgressions et régressions marines*, Bulletin de la Société géologique de France, 3rd ser., 28.
- Heckmann, T., Morche, D. (2019), *Geomorphology of Proglacial Systems*, Springer, Cham.
- Hedin, S. A. (1903), *Central Asia and Tibet*, 2 vols, Charles Scribner and Sons, New York and London.
- Hengl, T., MacMillan, R.A., (2008), *Geomorphometry a key to landscape mapping and Modelling*, în T. Hengl și H. I. Reuter (editori), *Geomorphometry: Concepts, Software, Semi-Automated Identification and Extraction*, 331.

- Hengl, T., Reuter, H. I. (2009), *Geomorphometry. Concepts, software, applications*, Developments in Soil Science, vol. 33, Elsevier.
- Hess, H. H. (1962), *History of Ocean Basins*, în A. E. J. Engel, H. L. James și B. F. Leonard (editori), *Petrologic Studies, A Volume to Honor A. F. Buddington*, Geological Society of America, Boulder.
- Hickin, E. J. (1974), *The developement of meanders in natural river channels*, Am. J. Sci., nr. 274.
- Hirano, M. (1968), *A mathematical model of slope developement*, Journal of Geosciences, Osaka City University, 11.
- Hogbom, B. (1914), *Über die geologische Betendung des Frostes*, Geol. Inst., Bull. 12.
- Holdsworth. G., (1973), *Ice deformation and moraine formation at the margin of an ice cap adjacent to a proglacial lake*, în B. D. Fahey și R. D. Thompson (editori), *Research in polar and alpine geomorphology*, 3rd Guelph Symposium on Geomorphology, Geo Abstracts, Norwich.
- Holm, D. A. (1960), *Desert geomorphology in the Arabian Peninsula*, Science, 123.
- Holmes, A. (1929), *Radioactivity and Earth movements*, Transactions of the Geological Society of Glasgow, Volume 18.
- Holmes, A. (1944), *Principles of physical geology*, Thomas Nelson and Sons, London.
- Holliday, V. T. (1989), *Middle Holocene drought on the southern High Plains*, Quaternary Research, 31.
- Hooke, R. LeB. (1991), *Positive feedbacks associated with erosion of glacial cirques and overdeepenings*, Geological Society of America, Bulletin, 103.
- Horlick-Jones, T. (1995), *Urban Disasters and Megacities in a Risk Society*, GeoJournal 37, 3.
- Horton, R. E. (1945), *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*, Bulletin of the geological society of america, vol. 56.
- Hosu, Maria (2009), *Geomorfologie. Suport de lucrări practice*, Editura Risoprint, Cluj-Napoca.
- Houser, C., Ellis, J. (2013), *Beach and dune interaction*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 10 (Coastal Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Howard, A. D. (1982), *Equilibrium and time scales in geomorphology: Application to sand-bed alluvial streams*, Earth Surface Processes and Landforms, vol. 7, nr. 4.
- Howard, A. D. (1988), *Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage*, Water Resources Research, vol. 24, nr. 10.
- Hubbard, B., Glasser, N. (2005), *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*, John Willey and Sons Ltd, Chichester.

- Huddart, D., Stott, T. (2010), *Earth environments*, John Wiley and Sons, Chichester.
- Huggett, R. J. (1985) *Earth Surface Systems*, Springer Series in Physical Environment 1, Heidelberg: Springer.
- Huggett, R. J. (2017), *Fundamentals of Geomorphology*, fourth edition, Routledge, London.
- Huggett, R., Shuttleworth, Emma (2022), *Fundamentals of Geomorphology*, five edition, Taylor & Francis, London.
- Hutton, J. (1785), *Abstract of a Dissertation read in the Royal Society of Edinburgh, upon the seventh of March, and fourth of April, MDCCLXXXV, concerning the System of the Earth, its Duration, and Stability*, Royal Society of Edinburgh, Edinburgh.
- Hyndman, D., Hyndman, D. (2017), *Natural Hazards and Disasters*, 5th edition, Cengage Learning.
- Ianovici, Florea, N. (1963), *Tipurile de scoară de alterare și răspândirea lor pe teritoriul R. P. R.*, Studii Pedologice, II, București.
- IASH (1973), *Fluctuation of glaciers 1965 – 1970*, II, Word Glacier Monitoring Service, Zurich.
- IASH (1973), *Fluctuation of glaciers 1970 – 1975*, III, Word Glacier Monitoring Service, Zurich.
- IASH (1985), *Fluctuation of glaciers 1975 - 1980*, IV, Word Glacier Monitoring Service, Zurich.
- Ibsen, M.-L., Brunnsden, D., Bromhead, E., Collison, A. (1997), *Flow slide*, în R. Dikau, D. Brunnsden, L. Schrott și M.-L. Ibsen (editori) *Landslide recognition. Identification, movement and causes*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Ichim, I., Bătuca, D., Rădoane, Maria, Duma, D. (1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râuri*, Editura Tehnică, București.
- IDNDR (1992), *Internationally agreed glossary of basic terms related to disaster management*, United Nation, Departement of Humanitarian Affairs, IDNDR, DHA, Geneva.
- Ielenicz, M. (2005), *Geomorfologie*, Editura Universitară, București.
- Ilie, D. I. (1973), *Terase și suprafețe de nivelare*, Centrul de multiplicare al Universității București, București.
- Ioniță, I. (2000), *Geomorfologie aplicată. Procese de degradare a regiunilor deluroase*, Editura Universității Al. I. Cuza, Iași.
- IPA (1998), *7th International Conference on Permafrost*, Publications of International Conferences on Permafrost, International Permafrost Association.
- Ireland, H. A., Sharpe, C. F. S., Eargle, D. M. (1939), *Principles of gully erosion in the piedmont of South Carolina*, U. S. Dep. Of Agric. Tech. Bull., no 633.
- Irimuş, I. A. (1998), *Relieful pe domuri și cote diapire în Depresiunea Transilvaniei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

- Isachenko, A. J. (1973), *Principles of Landscape Science and Physical-Geographic Regionalization*, Melbourne University Press, Melbourne.
- Isacks, B., Oliver, J., Sykes L. R. (1968), *Seismology and the New Global Tectonics*, J. Geophys. Res., 73.
- Jahn, A. (1960), *Some remarks on the evolution of slopes on Spitzbergen*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band, I.
- Jahn, A. (1968), *Morphological slope evolution by linear and surface degradation*, Geographia Polonica, vol. 14.
- Jakob, M., Hungr, O. (2005a), *Debris flow hazards and related phenomena*, Springer-Verlag, Berlin.
- Jakob, M., Hungr, O. (2005b), *Introduction*, în M. Jakob și O. Hungr (editori), *Debris flow hazards and related phenomena*, Springer-Verlag, Berlin.
- James, L. A., Harden, C. P., Clague, J. J. (2013), *Geomorphology of human disturbances, climate change and hazards*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 11 (Geomorphology of human disturbances, climate change and hazards), Academic Press, San Diego.
- Janke, J. R., Regmi, N. R., Vitek, J. D. (2013), *Rock glaciers*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 8 (Glacial and Periglacial Geomorphology), Academic Press, San Diego.
- Johnson, D. W. (1910), *Beach cusps*, Geol. Soc. Am. Bull. 21.
- Johnson, D. W. (1919), *Shore Processes and Shoreline Development*, Wiley, New York.
- Johnson, D. W. (1932), *Rock planes of arid regions*, G. R. 22.
- Johnston, D., Ronan, K. (1999), *Risk education and intervention*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Johnson, P. G. (1984), *Rock glacier formation by high magnitude low frequency slope processes in the southwest Yukon*, An. Assoc. American Geographers, 74, 3.
- Jones, D. K. C. (1980), *British applied geomorphology: an appraisal*, Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd 36.
- Jones, D., Armstrong, A. P., Sorensen, Barbara (2001), *Integrated Risk Assessment*, Presented at The Risk Assessment – National Research Need Conference, St. Louis, Missouri.
- Jones, N. A. (1981), *The nature of soil Piping – a Review of Research*, British Geomorphological Research Group Monograph., series nr. 3, Geo Books, Norwich.
- Jones, J. R. (1984), *Computer Applications in Coastal Geomorphology*, în J. E. Costa și P. J. Fleisher (editori), *Developments and Applications of Geomorphology*, Springer-Verlag, Berlin.

- Josan, N. (1979), *Dealurile Târnavei Mici. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, București.
- Josan, N. (2014), *Antropizarea reliefului. Geomorfologie antropică*, Editura universității din Oradea, Oradea.
- Josan, N., Petrea, Rodica, Petrea, D. (1996), *Geomorfologie generală*, Edit. Universității din Oradea, Oradea.
- Kamp, U., Owen, L. A. (2013), *Polygenetic Landscapes*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 5 (Tectonic Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Karcz, I. (1980), *Thermodynamic approach to geomorphic thresholds*, în D. R. Coates și J. D. Vitek (editori), *Thresholds in Geomorphology*, George Allen and Unwin, London.
- Karing, D. E., Sharman, V. F. III (1975), *Subduction and accretion in trenches*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 86. nr. 3.
- Katzer, F. (1909), *Karst und Karsthydrographie*, Zur Kunde der Balkanhalbinsel 8, Kajon, Sarajevo.
- Kavanaugh, J. I., Clarke, K. C. (2000), *Evidence for extreme pressure pulses in the subglacial water system*, Journal of Glaciology, 46.
- Kazimirov, D. A., Rodinova, Z. F., Sitnikov, B. D., Porochkova, G. A., Chouvaeva, V. A., Skoboleva, T. P., Dekhtyareva, K. I., Boubnova, N. V. (1980), *Density of crater distribution on the Moon, Mars and Mercury*, (in russian), Stenberg State Astron. Institute, Moscow.
- Keith, A. (1894), *Geology of the Catocin belt*, U. S. Geol. Survey, 14 th Ann, Rept., pt. 2.
- Keller, E.A. (1972), *Development of alluvial stream channels: a five stage model*, Geological Society of America Bulletin, 83.
- Keller, E. A., DeVecchio, D. E. (2013), *Tectonic Geomorphology of Active Folding and Development of Transverse Drainages*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 5 (Tectonic Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Keller, E. A., DeVecchio, D. E. (2016), *Natural Hazards*, Routledge, London.
- Keller, E. A., Melhorn, W. N. (1973), *Bedforms and fluvial processes in alluvial stream channels: selected observations*, în M. Morisawa (editor), *Fluvial geomorphology: SUNY-Binghamton, N.Y., Proc. Fourth Annual Geomorphology Symposium*, Pub. Geomorphology.
- Keller, E. A., Melhorn, W. N. (1978), *Rhythmic spacing and origin of pools and riffles*, Geol. Soc. Of Amer. Bull., nr. 89.
- Kench, P. S. (2013), *Coral systems*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 10 (Coastal Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.

- Kenneth, J. G. (2010), *The Earth's Land Surface: Landforms and Processes in Geomorphology*, SAGE Publications Ltd, London.
- Kilburn, C. R. J. (1999), *Lava flows and flow fields*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- King, L. C. (1949), *The pediment landform: some current problems*, *Geol. Mag.*, 86.
- King, L. C. (1950), *The study of the world's plainlands*, *Quarterly Journal of the Geological Society*, vol. 106.
- King, L. C. (1953), *Canons of landscape evolution*, *Geological Society of America Bulletin*, 64 (7).
- King, L. C. (1957), *The uniformitarian nature of hillslopes*, *Trans. Geol. Soc. Edinburgh*, 17.
- King, L. C. (1962), *The morphology of the earth*, Oliver and Boyd, Edinburgh.
- King, L. C. (1967), *The morphology of the earth*, second edition, Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Kirkbride, M. J. (2002), *Processes of glacial transportation*, în J. Menzies, (editor), *Modern and past glacial environments*, Revised Student Edition, Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Kirkby, M. J. (1986), *A two-dimensional simulation model for slope and stream evolution*, în A. D. Abrahams (editor), *Hillslope Processes*, Routledge, London.
- Kirkby, M. J. (1987), *The Hurst effect and its implications for extrapolating process rates*, *Earth Surface Proc.*, 12, 1.
- Kirkby, M. J. (1996), *A Role for Theoretical Models in Geomorphology?*, în B. L. Rhoads și C. E. Thorn (editori), *The Scientific Nature of Geomorphology*, *Proceedings of the 27th Binghamton Symposium*, John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- Kirkby, L., Naden, P. S., Burt, T., Butcher, D. P. (1987), *Computer simulation in physical geography*, J. Wiley, Chichester.
- Kleinhans, M. G., de Haas, T., Lavooi, E., Makaske, B. (2012), *Evaluating competing hypotheses for the origin and dynamics of river anastomosis*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 37 (12).
- Knez, M., Slabe, T. (2013), *Stone forests and their rock relief*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 6 (Karst Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Knight, J. (2019), *Wind erosion*, în I. Livingstone și A. Warren (editori), *Aeolian Geomorphology*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- Knight, J., Harrison, S. (2009), *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments*, Geological Society, Special Publications, London.

- Knighton, D. A. (1982), *Asymetry of river channel cross-sections: Made of developement and local variation*, Earth Surface Processes and Landforms, vol. 7.
- Knighton, D. A. (1998), *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*, Arnold, London.
- Knox, J. C. (1975), *Concept of the graded stream*, în W. Melhorn și R. Flemal (editori), *Theories of Land-form Development*, Publications in Geomorphology, SUNY, Binghamton.
- Kocurek, G. (1996), *Desert aeolian systems*, în H. G. Reading (editor), *Sedimentary Environments and Facies*, 3e, Blackwell, Oxford.
- Kocurek, G., Nielson, J. (1986), *Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets*, *Sedimentology*, 33.
- Koestler, A. (1967), *The ghost in the machine*, Hutchinson, London.
- Kondolf, M., Piegay, H., (2003), *Tools in fluvial geomorphology*, în G. M. Kondolf, și H. Piegay (editori), Willey and Sons Ltd, Chichester.
- Koons, P. O., Zeitler, P. K., Hallet, B. (2013), *Tectonic Aneurysms and Mountain Building*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 5 (Tectonic Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Kor, P. S. G., Shaw, J. and Sharpe, D. R. (1991), *Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional view*, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28.
- Kotlyakov, V. M. (1994), *Mir snega i loda*, Nauka, Moscova.
- Kotlyakov, V. M., Smolyarova, N. A. (1990), *Elsevier's dictionary of glaciology in four languages*, Elsevier, Amsterdam.
- Krézsek, Cs. (2005), *Sedimentologia și arhitectura depozitelor panoniene din estul Bazinului Transilvaniei*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Biologie și Geologie, Cluj-Napoca.
- Krinsley, D. B. (1970), *A geomorphological and palaeoclimatological study of the playas of Iran*, US Geological Survey Final Report, Contract PRO CP.
- Kumazawa, M., Maruyama, S. (1994), *Whole earth tectonics*, *Journal of Geological Survey of Japan*, vol. 100, nr. 1.
- Kurimo, H. (1977), *Pattern of dead-ice deglaciation forms in western Kemijärvi, Northern Finland*, *Fennia*, 153.
- Kusky, T., (2008), *Volcanoes: Eruptions and other volcanic hazards*, Facts ON File INC International Concepts, New York.
- Laity, J. E. (2009), *Landforms, landscapes and processes of aeolian erosion*, în A. J. Parsons, D. A. Abrahams, editori, *Geomorphology of desert environments*, Springer, New York.

- Laity, J. E. (2011), *Pavements and stone mantles*, în D. S. G. Thomas (editor), *Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands*, Wiley-Blackwell, Chichester.
- La Noe, G. De, De Margerie, Emm. (1888), *Les formes du terrain*, Imprimerie Nationale, Paris.
- Lanza, N. L., Newsom, H. E. (2013), *Extraterrestrial Hillslope Processes*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 7 (Mountain and Hillslope Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Lancaster, N. (1981), *Palaeoenvironmental implications of fixed dune systems in southern Africa*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33.
- Lancaster, N. (1985), *Winds and sand movements in the Namib sand sea*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 10.
- Lancaster, N. (1989), *The dynamics of star dunes: an example from the Gran Desierto, Mexico*, *Sedimentology*, 36
- Lancaster, N. (2005), *Geomorphology of desert dunes*, Taylor and Francis, London.
- Lancaster, N. (2009), *Dune morphology and dynamics*, în A. J. Parsons și D. A. Abrahams, (editori), *Geomorphology of desert environments*, Springer, New York.
- Lancaster, N. (2013), *Sand seas and dune fields*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 11 (Aeolian Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Lane, E. W. (1937), *Stable channels in erodible material*, *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, vol. 102, nr. 1.
- Lantuit, P., Pollard, W. H. (2005), *Temporal stereophotogrammetric analysis of retrogressive thaw slumps on Herschel Island, Yukon Territory*, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5.
- Latrubesse, E. M. (2008), *Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega rivers*, *Geomorphology* 10, 130.
- Lawson, D. E. (1979), *Sedimentological Analysis of the Western Terminus Region of the Matanuska Glacier, Alaska*, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 79-9, Hanover.
- Lazlo, E. (1972), *The system view of the world*, G. Brazille, New-York.
- Lăzărescu, V. (1980), *Geologie fizică*, Editura Tehnică, București.
- Le Pichon, X. (1968), *Sea-floor spreading and continental drift*, *Journal of Geophysical research*, vol. 73, nr. 12.
- Lehman, O. (1932), *Die Hydrographie des Kartes*, *Encyclopedie der Erdkunde*, hg. Von O. Kende, Leipzig.
- Lehman, O. (1933), *Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden*, *Viertelj. Schr. Natf. Ges. Zurich*, 78.

- Lehmann, H. (1954), *Das Karstphenomen in der verschiedenen Klimazonen: Der tropische Kegelkarsts auf den Großen Antilen*, Erdkunde, nr. 8.
- Leibman, M., Khomutov, A. Kizyakov, A. (2014), *Cryogenic Landslides in the West-Siberian Plain of Russia: Classification, Mechanisms, and Landforms*, în W. Shan, Y. Guo, F. Wang, H. Marui și A. Strom (editori), *Landslides In Cold Regions In The Context Of Climate Change* (Environmental Science and Engineering), Springer, Berlin.
- Leopold, L., Wolman, M. G., Miller, J. P. (1964), *Fluvial processes in geomorphology*, San Francisco, Freeman.
- Li, Z., Zhu, Q., Gold, C. (2005), *Digital terrain modeling. Principles and Methodology*, CRC Press, London.
- Lieberman, P. (1984), *The biology and evolution of language*, Harvard University Press.
- Linton, D. L. (1963), *The form of glacial erosion*, Transaction of the Institute of British Geographers, 33.
- Lipman, P. W. (1999), *Calderas*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Lisle, T. E. (1987), *Using “residual depths” to monitor pool depths independently of discharge*, US Forest Service Research Note PSW-394, USDA, Berkley, CA.
- Livingstone, I, Warren, A. (1996), *Aeolian Geomorphology. An introduction*, Longman, London.
- Livingstone, I, Warren, A. (2019), *Aeolian Geomorphology. A new introduction*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- Lliboutry, L. (1965), *Traite de glaciologie*, vol. I și II, Masson, Paris.
- Lliboutry, L. (1998), *Glaciers of the Wet Andes*, în Williams, R. S. și Ferrigno, J G. (editori), *Satellite Image Atlas of Glaciers of the Word*, U. S. Geological Survey Professional Paper 1396-I, Washington.
- Lobeck, A. K. (1933), *Geomorphology: An Introduction to the Study of landscapes*, McGraw-hill Book Co., London.
- Lobeck, A. K. (1939), *Geomorphology*, McGraw-hill Book Co., New York.
- Loghin, V. (2009), *Elemente de geomorfologie fluvială*, Valahia University Press, Târgoviște.
- Lomonosov, M. (1763), *On the strata of the Earth*, a translation of “O sloiakh zemnykh”, 41 Boulder, Geological Soc. of America.
- Longwell R. Ch., Flint, F. R., Sanders E. J. (1969), *Physical geology*, John Wiley and Sons, New York.
- Lonne, I. (1993), *Physical signatures of ice advance in a Younger Dryas ice-contact delta, Troms, northern Norway: implications for glacier-terminus history*, Boreas, 22.

- Lotka, A. J. (1925) *Elements of Physical Biology*, Williams and Wilkins, Baltimore.
- Louis, H. (1957), *Rumpfflachenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie*, Geomorphologische Studien (Machatschek Festschrift), Peter, geogr. Mitt.
- Louis, H. (1958), *Allgemeine Geomorfologie*, Lehrbuch des Allgemeiner Geographie, I, Walter de Gruyter, Berlin.
- Lozinski, W. (1909), *Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima*, Bulletin International de l'Academie des Sciences de Cracovie, Classe des Sciences Mathematiques et Naturelles, 1.
- Lupei, N. (1968), *Geologie minieră*, Editura Tehnică, București.
- Lundqvist, J. (1969), *Problems of the so-called Rogen Moraine*, Sveriges Geologiska Undersokning, C 648.
- Lundqvist, J. (1981), *Moraine morphology – terminological remarks and regional aspects*, Geografiska Annaler, 63A.
- Lyell, C. (1830), *Principles of Geology: being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface, by reference to causes now in operation*, vol. 1, John, Murray, London.
- Mac, I. (1969), *Particularitățile degradării unei suprafețe de eroziune de vârstă pliocenă printr-un proces de pedimentare periglaciara*, Studii și cercetări geologice, geofizice și geografice, Geografie, vol. XVI, nr. 2., București.
- Mac, I. (1972), *Subcarpații Transilvăneni dintre Mureș și Olt. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- Mac, I. (1976), *Geomorfologie*, vol. I, Centrul de multiplicare al Universității Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Mac, I. (1980a), *Geomorfologie*, vol. II, Centrul de multiplicare al Universității Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Mac, I. (1980b), *Modelarea diferențiată și continuă a versanților din Depresiunea Transilvaniei*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, seria Geologie-Geografie, an XXV, nr. 2, Cluj-Napoca.
- Mac, I. (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Editura Academiei R. S. România, București.
- Mac, I. (1996), *Geomorfosfera și geomorfosistemele*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Mac, I. (2000), *Geografie generală*, Editura Europontic, Cluj-Napoca.
- Mac, I. (2003), *Știința mediului*, Editura Europontic, Cluj-Napoca.
- Mac, I., Petrea, D. (2002), *Polisemia fenomenelor geografice extreme*, în V. Sorocovschi (editor), *Riscuri și catastrofe*, vol. I, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Mac, I., Blaga, L. (2004), *Analize sectorial fractale și morfologic funcționale în complex vale-versant. Aplicații în Munții Plopișului*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Geographia, XLIX, 1, Cluj-Napoca.

- MacDonald, G. A. (1972), *Volcanoes. A discussion of volcanoes, volcanic products, and volcanic phenomena*, Prentice-Hall, International, New Jersey.
- Mager, S., Fitzsimons, S., Frew, R. Samin, D., Lorrain, R. (2009), *Composition and origin of amber ice and its influence on the behaviour of cold glaciers in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica*, Journal of Glaciology, vol. 55, nr. 190.
- Mainguet, M., Chemin, M.-C. (1983), *Sand seas of the Sahara and Sahel: an explanation of their thickness and sand dune type by the sand budget principle*, Developments in Sedimentology, v. 38.
- Mainguet, M., Chemin, M.-C. (1984), *Les dunes pyramidales du Grand Erg Oriental*, Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, 59–60.
- Maizels, J. (2002), *Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments*, în J. Menzies (editor), Modern and Past Glacial Environments, Butterworth-Heinemann, Oxford, Chapter 9.
- Makaske, B., Smith, D. G., Berendsen, H. J. A. (2002), *Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada*, Sedimentology, 49(5).
- Makin, J. H. (1948), *Concept of the graded river*, Bull. Geol. Surv. of Amer., 59.
- Manasypov, R. M., Shirokova, L. S., Pokrovsky, O. S. (2007), *Experimental modeling of thaw lake water evolution in discontinuous permafrost zone: Role of peat, lichen leaching and ground fire*, Science of the Total Environment, 580.
- Mann, U., Pradhan, B., Prechtel, N., Buchroithner, M. F. (2012), *An Automated Approach for Detection of Shallow Landslides from LiDAR Derived DEM Using Geomorphological Indicators in a Tropical Forest*, în B. Pradhan și M. Buchroithner, (editori), Terrigenous Mass Movements Detection, Modelling, Early Warning and Mitigation Using Geoinformation Technology, Springer.
- Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K., (2013), *Landslide science and Practice*, vol. 1 (Landslide inventori and susceptibility and hazard zoning), vol. 2 (Early warning, instrumentation and monitoring), vol. 3 (Spatial analysis and modeling), vol. 4 (Global environmental change), vol. 5 (Complex environment), vol. 7 (Social and economic impact and policies), Springer, Heidelberg.
- Markov, K. K. (1948), *Osnovnîe problemî gheomorfologhii*, Moscova.
- Markov, K. K. (1957), *Paleogeografie – studiul istoric al Pământului*, Litografia Învățământului, București.
- Marlow, J. R., Lange, C. B., Wefer, G. Rosell-Mele, A. (2000), *Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition*, Science, 290.
- Martel, E. A. (1921), *Nouveau traite des eaux souterraines*, Edité par Librairie Octave Doin, Paris.
- Martonne, Emm. de (1902), *La Walachie: essai de monographie géographique*, Librairie Armand Colin, Paris.

- Martone, Emm. de (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Apes de Transylvanie (Carpates meridionales)*, Rev. Ann. De geogr., I, Paris.
- Martone, Emm. de (1909), *Traite de Geographie Physique. Climat, hydrographie, le relief du sol, Biogeographie*, tome second, Le relief du sol, Librairie Armand Colin, Paris.
- Martonne, Emm. de (1926), *Traite de Geographie Physique*, Armand Colin, Paris.
- Martonne, Emm. de (1940), *Traite de Geographie Physique*, tome premier, Notions Generale Climat - Hydrographie, Armand Colin, Paris.
- Martonne, Emm. de (1948), *Traite de Geographie Physique*, tome second, Le relief du sol, Armand Colin, Paris.
- Maruyama, S. (1994), *Plume tectonics*, Journal of Geological Survey of Japan, vol. 100, nr. 1.
- Masselink, G., Pattiaratchi, C. B. (1998), *Morphological evolution of beach cusps and associated swash circulation patterns*, Marine Geology, 146.
- Masselink, G. Hughes, M., Knight, J. (2014), *Coastal processes and geomorphology*, Routledge, London.
- McCauley, J. F., Grolier, M. J. Breed, C. S. (1977), *Yardangs*, în D. O. Doehring (editor), *Geomorphology in Arid Regions*, Proceedings of the 8th Annual Geomorphology Symposium.
- McGee W. J. (1897), *Sheet flow erosion*, Bul. Soc. Geol. America, 59.
- McGee, W. J. (1888a), *The geology of the head of Chesapeake Bay*, US Government Printing Office.
- McGee, W. J. (1888b), *The classification of geographic forms by genesis*, National Geographic Magazine, vol. 1.
- McKenzie, D. P., Parker, R. L. (1967), *The North Pacific: an example of tectonics on a sphere*, Nature, 216.
- McNutt, S. R. (1999), *Seismic monitoring*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Meadows, M. E., Lin, J.-C. (2016), *Geomorphology and Society*, Springer, Japan.
- Mehedinți, S. (1931), *Terra. Introducere în Geografie ca știință*, Editura Națională S. Ciornei, București.
- Meinesz, F. A. V. (1952), *Thermal Convection in the Earth's Mantle*, International Geophysics, Volume 3.
- Mejia-Navaro, M., Wohl, E. E., Oaks, S. D. (1994), *Geological hazards, vulnerability, and risk assessment using GIS: model for Glenwood Springs, Colorado*, Geomorphology, 10.
- Melton, M. A. (1958), *Geometric Properties of Mature Drainage Systems and Their Representation in an E^4 Phase Space*, The Journal of Geology, vol. 66, nr. 1.

- Menzies, J. (1995), *Hydrology of glaciers*, în J. Menzies (editor), *Glacial environments*, vol: 1: Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments, Butterworth Heinemann, Oxford.
- Menzies, J. (2002a), *Modern and Past Glacial Environments*, J. Menzies, (editor), Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Menzies, J. (2002b), *Ice flow and hydrology*, în J. Menzies (editor), *Modern and Past Glacial Environments*, Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Menzies, J. and Shilts, W. W. (2002), *Subglacial Environments*, în Menzies, J. (editor) *Modern and Past Glacial Environments*, Chapter 8, Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Mercier, J-C. C., Benoit, V., Girardeau, J. (1984), *Equilibrium state of diopside-bearing harzburgites from ophiolites: Geobarometric and geodynamic implications*, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 85 (4).
- Meşcereakov, I. A. (1962), *Marile cicluri în dezvoltarea reliefului câmpiilor platformice*, *Izvestia Akad. Nauk., SSSR., geogr.*, 2.
- Meşcereakov, I. A. (1968), *Les concepts des morfostructure et de morphosculpture, un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique*, *Ann. De geogr.*, nr. 420, Paris.
- Micallef, A., Krastel, S., Savini, A. (2018), *Submarine Geomorphology*, Springer, Cham.
- Migon, P. (2006), *Granite landscapes of the word*, Oxford University Press, Oxford.
- Migon, P. (2010), *Geomorphological landscapes of the word*, Springer, Dordrecht.
- Migon, P. (2013), *Weathering mantles and long-term landform evolution*, în J. Shroder (editor şef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 4 (Weathering and Soils Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Migoń, P. Viles, H. (2015), *Sandstone Geomorphology. Landscape formation, field mapping, research methods*, în *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband, vol. 59.
- Mihăilescu, V. (1957), *Piemonturile*, *Comunicările Academiei R. P. R.*, t. VII, nr. 1, Bucureşti.
- Mihăilescu, V. (1959), *Porniturile de teren de la Pucioasa*, *Probleme de Geografie*, t. VI.
- Mihăilescu, V. (1963), *Carpații sud-estici de pe teritoriul R. P. Române*, Editura Științifică, București.
- Mihăilescu, V. (1966), *Dealurile și câmpiile României*, Editura Științifică, București.
- Miller, G. H. (2005), *Additional dating methods*, în A. Goudie, M. Anderson, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley și P. Worsley (editori), *Geomorphological techniques*, Routledge (Taylor & Francis e-Library), London.

- Mitchell, N. C. (2018), *Mid-ocean Ridges*, în A. Micallef, S. Krastel și A. Savini (editori), *Submarine Geomorphology*, Springer, Cham.
- Monger, J. W. H. (1984), *Cordilleran tectonics: A Canadian perspective*, Bull. Soc. geol. France, (7), t. XXVI, no. 2.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M. (1997), *Channel-reach morphology in mountain drainage basins*, GSA Bulletin, vol. 109, nr. 5.
- Morais, E. S., Rocha, P. C., Hook, J. (2016), *Spatiotemporal variations in channel changes caused by cumulative factors in a meandering river: The lower Peixe River, Brazil*, *Geomorphology*, nr. 273.
- Morariu, T., Donisă, I., (1968), *Terasele fluviale din România*, Studii și cercetări geologice, geofizice și geografice, Geografie, vol. XV, nr. 1, București.
- Morariu, T., Gârbacea, V. (1960), *Terasele râurilor din Transilvania*, Comunicările Academiei R. P. R., vol. X, nr. 6.
- Morariu, T., Velcea Valeria (1971), *Principii și metode de cercetare în Geografia fizică*, Editura Academiei, București.
- Morgan, W. J. (1968), *Rises, trenches, great faults, and crustal block*, Journal of geophysical research, vol. 73.
- Morgan, W. J. (1972), *Deep mantle convection plumes and plate motions*, Bull. American. Ass. Petr. Geol., vol. 56, nr. 2.
- Morisawa, M. (1962), *Quantitative Geomorphology of Some Watersheds in the Appalachian Plateau*, GSA Bulletin, 73 (9).
- Morisawa, M. (1975), *Tectonics and geomorphic models*, în W. M. Melhorn și R. C. Flemal (editori), *Theories of Landform Development*, George Allen and Unwin, London.
- Morozova, G. S., Smith, N. D. (2000), *Holocene avulsion styles and sedimentation patterns of the Saskatchewan River, Cumberland Marshes, Canada*, *Sedimentary Geology*, 130(1–2).
- Mosley, M. P. (1982), *Analysis of the efect of changring dischange on channel morphology and instream uses in a braided river, Ohau River, New Zealand*, Water, res. Research, vol. 18, nr. 4.
- Moțoc, M. (1963), *Eroziunea solurilor pe terenurile agricole și combaterea ei*, Editura Agrosilvică, București.
- Mrazec, L. (1906), *Les Plis à noyaux de percement*, Bull. Soc. Sci. Bucharest.
- Mrazec, L. (1907), *Despre cute cu sâmbure de străpungere*, Bul. Soc. Șt., București.
- Muller S. W. (1943), *Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems*, U.S. Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report, 62.
- Muntean, O. L. (2005), *Evaluarea impactului antropic asupra mediului*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.

- Muratov, M. V. (1977), *The origin of continents and ocean basins*, Editura MIR, Moscova.
- Murton, J. B. (2013), *Ground ice and cryostratigraphy*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 8 (Glacial and Periglacial Geomorphology), Academic Press, San Diego.
- Nadal-Romero, E., Murillo, J. F., Kuhn, N. (2018), *Badlands Dynamics in a Context of Global Change*, Elsevier, Amsterdam.
- Nanson, G. C. (1980), *Point bar and floodplain formation of the mendering Beatton River, Northeastern British Columbia Canada*, *Sedimentology*, nr. 27.
- Nanson, G. C. (2013), *Anabranching and anastomosing rivers*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 9 (Fluvial Geomorphology), Academic Press, San Diego.
- Nanson, G. C., Huang, H.Q. (1999), *Anabranching rivers: divided efficiency leading to fluvial diversity*, în J. R. Miller și A. Gupta (editori), *Varieties of Fluvial Form*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Nanson, G. C., Knighton, A. D. (1996), *Anabranching rivers: their cause, character and classification*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(3).
- Nash, D. J., McLaren, S. J. (2007), *Introduction: geochemical sediments in landscapes*, în D. J. Nash și S. J. McLaren (editori), *Geochemical Sediments and Landscapes*, Blackwell Publishing, London.
- Naum, T., Grigore, M. (1974), *Geomorfologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Naum, Tr., Butnaru, E. (1967), *Le volcano-karst des Călimani (Carpathes roumaines)*, *Ann. de speleol.*, XXII, 4, Paris.
- Naumann, K. Fr. (1850-1854), *Lehrbuch der Geognosie*, 2 v, Wilhelm Engelmann, Leipzig.
- Nedelcu, E. (1965), *Cercetarea reliefului glaciara și crionival în Carpați*, în *Îndrumător pentru cercetări geografice (cercetări fizico-geografice)*, Biblioteca geografului, nr. 2, Soc. Șt. Nat. Geogr., București.
- Nelson, S. A. (2001), *Physical Geology. Desert*, Earth and Environmental Science, Tulane University. <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens1110/deserts.pdf>
- Nickling, W. G., Wolfe, S. A. (1994), *The morphology and origin of nabkhas, region of Mopti, Mali, West Africa*, *Journal of Arid Environments*, 28.
- Nickling, W. G., McKenna Neuman, C. (2009), *Aeolian Sediment Transport*, în A. J. Parsons, D. A. Abrahams, editori, *Geomorphology of desert environments*, Springer, New York.
- Niculescu, Gh. (1957), *Influențe litologice și structurale în morfologia glaciara*, *Analele Româno-sovietice, seria Geologie-Geografie*, nr. 4.
- Niculescu, Gh. (1965), *Munții Godeanu. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.

- Nikiforoff, C. C. (1942), *Fundamental formula of soil formation*, American Journal of Science, 240 (12).
- Nikiforoff, C. C. (1959), *Reappraisal of the Soil: Pedogenesis consists of transactions in matter and energy between the soil and its surroundings*, Science, vol. 129.
- Nir, D. (1983), *Man, a geomorphological agent*, Keter, Ierusalem.
- Nordstrom, K. F. (2013), *Developed coasts*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 10 (Coastal Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- O'Keefe, P., Westgate, K., Wisner, B. (1976) *Taking the naturalness out of natural disasters*, Nature, 260.
- Ohmori, H. (2003), *The Paradox of Equivalence of the Davisian End-Peneplain and Penckian Primary Peneplain*, în I. S. Evans, R. Dikau, E. Tokunaga, H. Ohmori și M. Hirano (editori), *Concepts and Modelling in Geomorphology*, International Perspectives, Terrapub, Tokyo.
- Ollier, C. D. (1969), *Volcanoes*, Australian National University Press, Canberra.
- Ollier, C. D. (1988), *Volcanoes*, Subsequent edition, Blackwell, Oxford.
- Ollier, C. D. (1996), *Planet Earth*, în I. Douglas, R. J. Huggett și M. E. Robinson (editori) *Companion Encyclopedia of Geography*, London: Routledge.
- Ollier, C. D., Pain, C. F. (2005), *The origin of mountains*, Taylor & Francis e-Library, London.
- Onac, P. B. (2000), *Carstologie generală*, Universitas Napocensis, Cluj-Napoca.
- Onaca, Al.-L. (2017), *Procese și forme periglaciare din Carpații Meridionali: abordare geomorfologică și geofizică*, Editura Universității de Vest, Timișoara.
- Orghidan, N. (1969), *Văile transversale din România. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei R. S. România, București.
- Orlescu, M., (2001), *Hidrotehnica generală*, Editura Orizonturi Universitare, Timișoara.
- O'Sullivan, D., Unwin, D. (2010), *Geographic Information Analysis*, Wiley, Hoboken.
- Oya, M. (2001), *Applied Geomorphology for Mitigation of Natural Hazards*, Springer-Science+Business Media, Dordrecht.
- Page, B. G. N., Bennett, J. D., Cameron, N. R., Bridge, D. McC., Jeffery, D. H, Keats, W., Thaib, J. (1979), *A review of the main structural and magmatic features of northern Sumatra*, Journ. Geol. Soc., v. 136, nr. 5.
- Panizza, M., (1987), *Geomorphological hazard assessment and the analysis of geomorphological risk*, în V. Gardiner (editor), *International Geomorphology 1986*, Part 1, Wiley, Chichester.
- Panizza, M. (1996), *Environmental geomorphology*, Elsevier, Amsterdam.
- Parsons, A. J. (1988), *Hillslope form*, Taylor and Francis Routledge, London.

- Parsons, A. J., Abrahams, A. D. (2009), *Geomorphology of desert environments*, Springer, New York.
- Passarge, S. (1904), *Die Kalahari*, Dietrich Reimer, Berlin.
- Passarge, S. (1912), *Physiologische Morphologie*, Gesellsch, Band XXVI, Heft 2, Hamburg.
- Pauliuc, S., Dinu, C. (1985), *Geologie structurală*, Editura Tehnică, București.
- Pavlopoulos, K. Evelpidou, N., Vassilopoulos, A. (2009), *Mapping geomorphological environments*, Springer, Dordrecht.
- Pavlov, A. P. (1898), *Despre relieful câmpiilor și schimbările lui sub influența acțiunii apelor subterane și de suprafață*, (în rusă), Rev. Agriculturii, Moscova, t. III – IV.
- Pavlov, A. P. (1903), *Landslides of the Sibirsk and Saraov parts of the Volga Region* (in Russian), Material to lean Geology of Russia, nr. 2. In: Proceedings of the Moscow Society of Naturalists, Moscow.
- Pécsi, M. (1966), *Landscape sculpture by pleistocene cryogenetic processes in Hungary*, Acta geol., 10.
- Peive, A. V. (1956), *Legătura sedimentării, cutării, magmatismului și zăcămintele de minereuri, cu fracturile de adâncime. Principalele tipuri de fracturi de adâncime*, An. Rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 4.
- Pelletier, (2008), *Quantitative modeling of Earth surface processes*, Cambridge University Press.
- Peltier, L. C. (1950), *The geographic cycle in Periglacial Regions as It is Related to Climatic Geomorphology*, Annals of the Association of American Geographers, vol. 40, nr. 3.
- Pendea, Fl. (2005), *Paleomediile geomorfologice ale Cuaternarului superior în Depresiunea Transilvaniei (Eemian-Weichselian-Holocen)*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.
- Penk, A. (1894), *Morphologie der Edoberflache*, Engelhornhe, Stuttgart.
- Penck, A. (1919), *Die Gipfelflur der Alpen*, Sitz. Preuss. Akad. Wiss., Berlin.
- Penck, A., Bruckner, E. (1909), *Die Alpen im Eiszeitalter*, 3 Vols. Tauchnitz, Leipzig.
- Penk, W. (1924), *Die Morphologische Analyse*, Geogr. Abh. Stuttgart.
- Peterson, G. N. (2009), *GIS Cartography A Guide to Effective Map Design*, Taylor & Francis Group, Boca Raton.
- Petrea, D. (1998), *Pragurile de substanță, energie și informație în sistemele geomorfologice*, Editura Universității din Oradea, Oradea.
- Petrea, D. (2005), *Obiect, metodă și cunoaștere geografică*, Editura Universității din Oradea, Oradea.

- Petrea, Rodica (1998), *Dimensiunea geomorfologică în dezvoltarea și estetica urbană a orașelor mici din Dealurile de Vest (sectorul dintre Barcău și Crișul Negru)*, Editura Universității din Oradea, Oradea.
- Phillips, J. D. (1992), *Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution?*, Geomorphology, 5.
- Phillips, J. D. (2014), *Anastomosing channels in the lower Neches River valley, Texas*, Earth Surface Processes and Landforms, 39(14).
- Piacente, Sandra (2005), *Antropogeomorfologia*, în M. Panizza (editor), *Manuale di Geomorfologia Applicata*, FrancoAngeli, Milano.
- Pissart, A. (1963), *Les traces de pingos du pays Galles (Grande Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique)*, Zeitschrift fur Geomorphologie – Neue Folge, Band 7, Heft 2, Berlin.
- Playfair, J. (1802), *Illustration of the Huttonian Theory of the Earth*, Neill & C, Edinburgh.
- Popescu, N. (1990), *Țara Făgărașului. Studiu Geomorfologic*, Editura Academiei, București.
- Porter, M. L. (1986), *Sedimentary record of erg migration*, Geology, 14,
- Posea, Gr. (1963), *Relieful de cuestă din apropierea Clujului*, Comunicări de Geografie, vol. II, Edit. Științifică, București.
- Posea, Gr. (1986), *Dicționar de termeni geografici de la A la Z*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- Posea, Gr. (2001), *Vulcanismul și relieful vulcanic*, Editura fundației România de mâine, București.
- Posea, Gr. (2005), *Geomorfologia României*, Editura Fundației România de Mâine, București.
- Posea, Gr., Popescu, N. (1973), *Piemonturile din România*, Realizări în geografia României, Editura Științifică, București.
- Posea, Gr., Armaș, Iuliana (1998), *Geografie fizică. Terra – cămin al omenirii și sistemul solar*, Editura Enciclopedică, București.
- Posea, Gr., Cioacă, A. (2003), *Cartografierea geomorfologică*, Editura Fundației România de Mâine, București.
- Posea, Gr., Popescu, N., Ielenicz, M. (1974), *Relieful României*, Editura Științifică, București.
- Posea, Gr., Velcea, Valeria, Cojocar, D. (1963), *Geomorfologie*, Editura Didactică și Pedagogică.
- Posea, Gr., Grigore, M., Ilie I., Popescu, N. (1970), *Geomorfologie generală*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Posea, Gr., Grigore, M., Popescu, N., Ielenicz, M. (1976), *Geomorfologie*, ediția a doua, Editura didactică și Pedagogică, București.

- Posea, Gr., Ilie, I., Grigore, M., Popescu, N., Ielenicz, M. (1969), *Probleme de geomorfologia României*, vol. I, Litografia Universității, București.
- Powell, J. W. (1873), *Some remarks on the Geological Structure of a district of country lying to the north of the Grand Canon of the Colorado*, American Journal of Science and Arts, 3rd ser., vol. 5, nr. 30.
- Powell, J. W. (1875), *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution*, Government Printing Office, Washington, D.C.
- Pratt J. H. (1855), *On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond upon the plumb-line in India*, Trans. Roy. Soc. (London), ser. B, Vol. 145.
- Prechtl, H. (1965), *Geomorphologische Strukturen*, Geographisches Institut Der Universität Tübingen, Tübingen.
- Price, R. J. (1969), *Moraines, sandar, kames and eskers near Breidamerkurjökull, Iceland*, Transactions of the Institute of British Geographers, nr. 46.
- Prigent, C., Tegen, I., Aires, F., Marticorena, B., Zribi, M. (2005). *Estimation of the aerodynamic roughness length in arid and semi-arid regions over the globe with the ERS scatterometer*, Journal of Geophysical Research, 110.
- Prigogine, I., Nicolis, G. (1977), *Self organisation in non-equilibrium systems*, J. Willey, New-York.
- Prigogine, I., Stengers, Isabelle (1979), *La Nouvelle alliance. Métamorphose de la science*, Gallimard, Paris
- Prigogine, I., Stengers, Isabelle (1984), *Noua alianță. Metemorfoza științei*, Editura Politică, București.
- Pudasaini, S. P., Hutter, K. (2007), *Avalanche Dynamics. Dynamics of Rapid Flows of Dense Granular Avalanches*, Springer-Verlag, Berlin.
- Racoviță, E. (1927), *Speologia. O știință nouă a străvechilor taine subpământesti*, Astra, Secția Științelor naturale, Cluj-Napoca.
- Raisz, E. (1962), *Principles of cartography*, McGraw-Hill Book Co., New York.
- Ramsay, A. C. (1846), *The Denudation of South Wales*, Memoir of Geological Survey of Great Britain, I, HNSO, London.
- Rapp, A. (1960a), *Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. A geomorphological study of the denudation of slopes in an Arctic locality*, Oslo University Press.
- Rapp, A. (1960b), *Recent developement of mountain slopes in Karkevagge and surrounding, Northern Scandinavia*, Geografiska Annaler, vol. XLII, nr. 2-3.
- Rădoane, Maria, Rădoane, N. (1992), *Areal distribution of gullies by the grid square method. Case study: Siret and Prut interfluve*, RR GGG, serie Geographie, 36.

- Rădoane, Maria, Rădoane, N. (2007a), *Geomorfologie aplicată*, Editura Universității Suceava, Suceava.
- Rădoane, Maria, Rădoane, N. (2007b), *Răspunsul unei albie adâncite în roci coezive la acțiunea factorilor de control naturali și antropici*, Studii și cercetări de Geografie, t. LIII-LIV, București.
- Rădoane, Maria Vespremeanu-Stroe, A. (2017), *Landform Dynamics and Evolution in Romania*, Springer Geography.
- Rădoane, Maria, Ichim, I., Rădoane, N. (1995), *Gully distribution and development in Moldavia*, Romania, Catena, 24.
- Rădoane, Maria, Ichim, I., Rădoane, N., Dumitrescu, Gh., Ursu, C. (1996), *Analiza cantitativă în Geografia fizică*, Editura Universității Al. I. Cuza, Iași.
- Rădoane, Maria, Ichim, I., Rădoane, N., Surdeanu, V., (1999), *Ravenele. Forme, procese, evoluție*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Rădoane, Maria, Dumitru, D., Ichim, I. (2000), *Geomorfologie*, vol. I, Editura Universității Suceava, Suceava.
- Rădoane, Maria, Dumitru, D., Ichim, I. (2001), *Geomorfologie*, vol. II, Editura Universității Suceava, Suceava.
- Rădulescu, D. P. (1976), *Vulcanii astăzi și în trecutul geologic*, Editura Tehnică, București.
- Reti, Kinga (2011), *Diferențierea sistemului environmental în structuri urbane cu stări critice în bazinul Târnavei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Reineck, H. E., Singh, I. B. (1975), *Depositional Sedimentary Environments*, Springer-Verlag, Berlin.
- Rhoades, R., Sinacori, M. N. (1941), *The pattern of ground-water flow and solution*, Journal of Geology, 49.
- Rhoads, B. L. (2013), *Process in Geomorphology*, în J. Shroder (editor șef), Treatise on Geomorphology, vol. 1 (The Foundations of Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Rhoads, L., Thorn, C. E. (1996), *The Scientific Nature of Geomorphology*, în B. L. Rhoads și C. E. Thorn (editori), Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, Held 27-29 September.
- Rice, R. J. (1977), *Fundamentals of Geomorphology*, Longman, London and New York.
- Richards, K. (1982), *Rivers: form and processes in alluvial channels*, Methuen, London.
- Richards, K. S. (2005), *General problems in morphometry*, în A. Goudie, M. Anderson, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley și P. Worsley (editori), Geomorphological techniques, Routledge (Taylor & Francis e-Library), London.

- Richtofen, F. (1886), *Führer für Forschungsreisende, Anleitung zu Beobachtungen über Gegenstände der physischen Geographie und Geologie*, Berlin.
- Richtofen, F. (1900-1903), *Geomorphologische Studien Ostasien*, Sitzg. Berichte Berliner Akademie.
- Rinaldi M., Surian N., Comiti F., Bussetini M. (2011), *Guedebook for the evaluation of stream morfological conditions by the Morphological Quality Index (IQM)*, version 1, ISPRA-Instituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Roma.
- Ritmann, A. (1967), *Vulcanii și activitatea lor*, Editura Tehnică, București.
- Ritter, D. F. (1986), *Process geomorphology*, William C. Brown, Dubuque.
- Rivard, L. A. (2011), *Satellite Geology and Photogeomorphology*, Springer, Heidelberg.
- Robert, A. (2003), *River Processes: An Introduction to Fluvial Dynamics*, Arnold, London.
- Robin, G. de Q. (1976), *Is the basal ice of a temperate glacier at the pressure melting point?* Journal of Glaciology, 16.
- Robinson, H. (1970), *Morphology and landscape*, University Tutorial Press, London.
- Rodolfo, K. S. (1999), *The hazard from lahars and Jokulhlaups*, în Enciclopedia of volcanoes, H. Sigurdsson, editor șef, și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix, editori asociați, Academic Press, San Diego.
- Roering, J. J., Hales, T. C. (2013), *Changing hillslopes: evolution and inheritance; inheritance and evolution of slopes*, în J. Shroder (editor șef), Treatise on Geomorphology, vol. 7 (Mountain and Hillslope Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Rogers, J. D., Chung, J. (2016), *Applying Terzaghi's method of slope characterization to the recognition of Holocene land slippage*, Geomorphology, 265.
- Romanovski, N. N. (1960), *Veneering frost structures*, Biul. Perygl., nr. 7, Lodz.
- Rosgen, D. L. (1994), *A classification of natural rivers*, Catena, 22.
- Roșian, G. (2009), *Evoluția versanților afectați de alunecări masive de tip glimee. Studiu de caz: versantul drept al Secașului Mic (Sectorul Tău-Secașel)*, Geographia Napocensis, anul III, nr. 1.
- Roșian, G. (2011a), *Geomorfologia mediului. Caiet de lucrări practice*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Roșian, G. (2011b), *Modele de geomorfologie funcțională ale sistemului vale-versant din Depresiunea Transilvaniei*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Roșian, Gh. (2017), *Geomorfologia mediului*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

- Roșian, Gh. (2020), *Relieful din Depresiunea Transilvaniei*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Roșian, Gh. (2021), *Blaj. Studiul reliefului*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Roșian, G., Horvath, C., Reti, Kinga-Olga, Boțan, C.-N., Gavrilă, Ionela Georgiana (2016), *Assessing landslide vulnerability using bivariate statistical analysis and the frequency ratio model. Case study: Transylvanian Plain (Romania)*, Zeitschrift fur Geomorphologie, vol. 60/4.
- Rose, J. (1987), *Drumlins as part of a glacier bedform continuum*, în J. Menzies și J. Rose (editori), *Drumlin Symposium*, Balkema, Rotterdam.
- Rosenfeld, (1984), *Remote Sensing Techniques for Geomorphologists*, în J. E. Costa și P. J. Fleisher (editori), *Developments and Applications of Geomorphology*, Springer-Verlag, Berlin.
- Rudberg, S. (1973), *Glacial erosion forms of medium size - a discussion based on four Swedish case studies*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Band, 17.
- Ruhin, B. L. (1966), *Bazele litologiei*, Editura Tehnică, București.
- Rumpel, D. A. (1985), *Successive aeolian saltation: studies of idealized collisions*, *Sedimentology*, 32.
- Runcorn, S . K., (1962), *Paleomagnetic evidence for continental drift and its geophysical cause*, în S. K. Runcorn (editor), *Continental drift*, Academic Press, New York.
- Rust, B. R. (1978), *A classification of alluvial channel systems*, în Miall, A.D. (editor), *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5.
- Ruxton, B. P., Berry, L. (1957), *Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong*, *Bulletin of the Geological Society of America*, 68.
- Sack, D. Orme, A. R. (2013), *Introduction to the foundations of Geomorphology*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 1 (The Foundations of Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Samia, J., Temme, A., Bregt, A., Wallinga, J., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Rossi, M. (2017), *Characterization and quantification of path dependency in landslide susceptibility*, *Geomorphology*, 292.
- Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G. (2007), *Progress in Landslide Science*, Springer Verlag, Berlin.
- Sausurre, H. B. de (1787), *Relation abrégée d'un voyage à la cime du Mont-Blanc: en Août 1787*, Chez Bardet, Manget and Companie, Geneve.
- Savarenski, F. P. (1935), *Experimental construction of a landslide classification*, (in russian), *Geolog. Razvedochnyi Instit (TSNICTRI)*.
- Savigear, R. A. G. (1952), *Some observations on slope development in South Wales*, *Transactions of the Institute of British Geographers*, 18.

- Savigear, R. A. G. (1956), *Technique and terminology in the investigation of slope forms*, Premier rapport de la Commission pour l'Etude des Versants, Union Géographique Internationale, Amsterdam.
- Savigear, R. A. G. (1965), *A technique of morphological mapping*, Annals of the Association of American Geographers, 55.
- Savu, Al. (1963), *Podișul Someșan. Studiu geomorfologic*, Teză de disertație, Universitatea Babeș-Bolyai Cluj, Facultatea de Științe Naturale – Geografie.
- Savu, Al, Mac, I., Tudoran, P. (1973), *Aspecte privind geneza și vârsta teraselor din Transilvania*, Realizări în Geografia României, Editura Științifică, București.
- Sawicki, L. (1912), *Beitrage zur Morphologie Siebenburgens*, Bull. Acad. Sci., Cracovia.
- Schaetzl, R. J., Anderson, Sharon (2005), *Soils. Genesis and geomorphology*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Scheidegger, A. E. (1961), *Theoretical Geomorphology*, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg.
- Scheidegger, A. E. (1970), *Theoretical Geomorphology*, second, revised edition, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- Scheidegger A. E. (1972), *Hydrogeomorphology*, Journal of Hydrology, 20.
- Scheidegger, A. E. (1987), *Systematic Geomorphology*, Springer-Verlag, Wien.
- Scheidegger, A. E. (1991), *Theoretical Geomorphology*, third, completely revised edition, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- Scheidegger, A. E. (1994), *Hazards. Singularities in geomorphic systems*, Geomorphology 10.
- Șciukin, I. S. (1964), *Obșciaia gheomorfologia*, Moscova.
- Schmidt, R., Schmincke, H. U. (1999), *Seamounts and island building*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Schroeder, E. (1971), *Das Bewegungsbild der ozeanischen Kruste und Aspekte globaler Tectonik*, Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A. Geol. Palaont, Bd, 16, H. 3 – 5.
- Schulson, E. M., Duval, P. (2009), *Creep and fracture of ice*, Cambridge University Press, New York.
- Schumm, S. A. (1961), *Effect of sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral stream channels*, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 352-C.
- Schumm, S. A. (1968), *Speculation concerning paleohydrologic control of terrestrial sedimentation*, Geol. Soc. Am. Bull, vol. 79.
- Schumm, S. A. (1969), *River metamorphosis*, Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers, vol. 95.
- Schumm, S. A. (1973), *Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems*, în M. Morisawa (editor), *Fluvial Geomorphology*, SUNY Binghamton Publication in Geomorphology.

- Schumm, S. A. (1975), *Episodic erosion a modification of the geomorphic cycle*, în W. N. Melhorn și R. C. Flemal (editori), A Proceedings volume of the Sixth Annual Geomorphology Symposia Series held in Binghamton, New York, September 26-27, 1975, Publications in Geomorphology State University of New York Binghamton.
- Schumm, S. A. (1977), *The Fluvial System*, John Wiley and Sons, New-York, Chichester, Brisbane, Toronto.
- Schumm, S. A. (1979), *Geomorphich tresholds the concept and application*, Transactions of the Institute of British Geographers, vol. 4. nr. 4.
- Schumm, S. A. (1981), *Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., nr. 31.
- Schumm, S. A. (1985), *Patterns of alluvial rivers*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci, nr. 13.
- Schumm, S. A. (1988), *Geomorphic hazards: problems of prediction*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband, 67.
- Schumm, S.A. (1991), *To Interpret the Earth. Ten Ways to Be Wrong*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Schumm, S. A. (1993), *River response to base-level change: Implications for sequence stratigraphy*: Journal of Geology, vol. 101.
- Schumm, S. A. (2005), *River variability and complexity*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Schumm, S. A., Lichty, R. W. (1965), *Time, Space and Causality in Geomorphology*, Am Journal of Science, Vol. 263.
- Seginer, I. (1966), *Gully developement and sediment yield*, Research Report, no. 13, The Israel Ministry of Agriculture, Soil Conservation Division.
- Seijmonsbergen, A. C., Anders, N. S., Bouten, W. (2012), *Geomorphological change detection using object-based feature extraction from multi-temporal LIDAR data*, Proceedings of the 4th GEOBIA, May 7-9, 2012 - Rio de Janeiro - Brazil
- Selby, M. J. (1985), *Earth's changing surface. An Introduction to Geomorphology*, Clarendon Press, Oxford.
- Selby, M. J. (1990), *Earth's changing surface. An Introduction to Geomorphology*, paperback reprinted in 1990, Clarendon Press, Oxford.
- Seret, G. (1979), *La genese de drumlins*, în Ch. Schluchter (editor), Moraines and Varves: Origin, Genesis, Clasification, A. A. Balkema, Rotterdam.
- Seyfert, C. K., Sirkin, L. A. (1973), *Earth history and tectonics*, Harper & Row, New York.
- Shan, W., Guo, Y., Wang, F., Marui, H., Strom, A. (2014), *Landslides in cold region in the context of climate change*, Springer, Cham.
- Sharma, V. (2010), *Introduction to process geomorphology*, Taylor and Francis Group, Boca Raton.

- Sharp, M. (1988), *Surging glaciers: geomorphic effects*, Progress în Physical Geography, 12.
- Sharp, R. P. (1942), *Soil structures in the St. Elias Range, Yukon Territory*, Jour. Geomorphology, vol. 5.
- Sharpe, C. F. S. (1938), *Landslides and Related Phenomena: A Study of Mass Movements of Soil and Mantle Rock*, Columbia Geomorphic Studies, nr. 2, Columbia University Press, New York.
- Sherman, D. J., House, C. (2013), *Electronic Measurement Techniques for Field Experiments in Process Geomorphology*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 14 (Methods in Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Shoemaker, E. M. (1988) *On the formulation of basal debris drag for the case of sparse debris*, Journal of Glaciology, 34.
- Shroder, J. F. (2013), *Treatise on Geomorphology*, J. F. Shroder (editor șef), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Shroder, J. F. (2022), *Treatise on Geomorphology*, second edition, J. F. Shroder (editor șef), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Sidle, R. C., Ochiai, H. (2006), *Landslide. Processes, predictions and land use*, American geophysical union, Washington.
- Sigurdsson, H. (1999), *Introduction*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Simkin, T., Siebert, L. (1999), *Earth's volcanoes and eruptions: an overview*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.
- Simons, D. B., Richardson, E. V. (1963), *Form of bed roughness in alluvial channels*, Am. Soc. Civil Engineers Trans., vol. 128.
- Simons, D. B., Richardson, E. V. (1966), *Resistance to flow in alluvial channels*, U. S. Geol. Survey, Professional Paper 422.
- Slaymaker, O. (1991), *Field experiments and measurements programs in geomorphology*, A. A. Balkema, Rotterdam.
- Slaymaker, O., Kelly, R. E. J. (2007), *The Cryosphere and Global Environmental Change*, Environmental Systems and Global Change Series, Blackwell, Oxford.
- Slaymaker, O., Spencer, T., Embleton-Hamann, Christine (2009), *Geomorphology and global environmental change*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Small, R. J. (1970), *The study of Landforms. A Textbook of Geomorphology*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Smellie, J. L. (1999), *Subglacial eruptions*, în H. Sigurdsson (editor șef) și B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer și J. Stix (editori asociați), *Enciclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego.

- Smith, A. G., Hurley, A. M., Briden, J. C. (1981) *Phanerozoic Paleocontinental World Maps*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Smith, H. T. U. (1948), *Giant glacial grooves in northwest Canada*, American Journal of Science, 246.
- Smith, M. J., (2011), *Digital Mapping: Visualisation, Interpretation and Quantification of Landforms*, în M. J. Smith, P. Paron și J. S. Griffiths (editori), Geomorphological mapping. Methods and applications, Elsevier, Amsterdam.
- Smith, M. J., Paron, P. Griffiths, J. S. (2011), *Geomorphological mapping. Methods and applications*, Elsevier, Amsterdam.
- Smith, M. J., Hillier, J. K., Otto, J. C., Geilhausen, M. (2013), *Geovisualization*, în J. Shroder (editor șef), Treatise on Geomorphology, vol. 3 (Remote Sensing and GIScience in Geomorphology: Introduction and Overview), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Sorocovschi, V. (2002), *Hidrologia uscatului*, vol. I și II, Editura Casa Cărții de Știință Cluj-Napoca.
- Sorocovschi, V. (2021), *Fenomene și procese naturale de risc*, Editura Casa Cărții de Știință Cluj-Napoca.
- Souchez (1961), *Theorie d'une evolution des versants*, Bull. Soc. R., Belgian Geogr., vol. 85.
- Sparks, B. W. (1960), *Geomorphology*, Longmans, London.
- Spătaru, A. (1965), *Deferlarea valurilor*, Hidrotehnica, gospodărirea apelor, meteorologia, 10, 5.
- Spencer, T., Moller, I. (2013), *Mangrove systems*, în J. Shroder (editor șef), Treatise on Geomorphology, vol. 10 (Coastal Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Stamatiu, M., Ușer, I. (1952), *Manualul inginerului de mine*, vol. III, Editura Tehnică, București.
- Starosolszky, O., Melder, O. M. (1989), *Hydrology of disasters*, WMM, James & James, London.
- Steffen, W. Grinevald, J. Crutzen, P. McNeill, J. (2011), *The Anthropocene: Conceptual and historical perspectives*, Philosophical Transactions of the Royal Society A 369.
- Strahler, A. N. (1950), *Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis*, American Journal of Science, 248 (11) .
- Strahler, A. N. (1952a), *Dynamic basis of geomorphology*, Bulletin of the Geological Society of America, 63.
- Strahler, A. N. (1952b), *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*, Geol. Soc. Am, Bul., 63.
- Strahler, A. N. (1963), *The Earth Science*, Harper and Row, New York.

- Strahler, A. N. (1973a), *Introduction to Physical Geography*, John Wiley & Sons, New York.
- Strahler, A. N. (1973b), *Geografie fizică*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- Strahler, A. N. (1980), *Systems Theory in Physical Geography*, Phys. Geogr., 1.
- Strahler, A. H., Strahler, A. N. (1992), *Modern physical geography*, fourth edition, John Wiley and Sons, New York.
- Strakhov, N. M. (1967), *Principles of Litho-genesis*, vol. 1, Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh.
- Subbotin, V. I., Sorokin, D. N., Kurjavzev, A. P. (1968), *Obobstenaja zavisimost dlja razchota plotdachi pri razvitom kipenii stelochnych metallov*, Atomnaja Energija, 29(5), 45.
- Sugden, D. E. (1982), *Arctic and antarctic*, Oxford, Blackwell.
- Sugden, D. E., John, B. S. (1976), *Glacier and landscape. A geomorphological approach*, Edward Arnold, London.
- Summerfield, M. A. (1991), *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*, Longman Scientific and Technical, Harlow.
- Summerfield, M. A. (2013), *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*, Routledge, London și New York.
- Surdeanu, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate. I. Alunecări de teren*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Swithinbank, C. (1988), *Antarctica*, în R. S. Williams și J. G. Ferrigno (editori), *Satelite Image of Glacier of the Word*, U. S. Geological Survey Professional Paper, 1386-B, Washington.
- Switzer, A. D., Kennedy, D. M. (2013), *Methods and Techniques for the Modern Geomorphologist: An Introduction to the Volume*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 14 (Methods in Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Szabo, J., David, L., Loczy, D. (2010), *Anthropogenic Geomorphology. A Guide to Man-Made Landforms*, Springer, Dordrecht.
- Szary, W. A. (2019), *Introduction to Geomorphology*, Earth Energy Educational Publishing.
- Sundborg, A. (1956), *The river Klaralven, a study of fluvial processes*, *Geografiska Annaler*, 38.
- Șciukin, I., S. (1964), *Obșciaia gheomorphologia*, Moscova.
- Taber, S. (1930), *The mechanics of frost having*, *Journal of Geology*, 38.
- Takahashi, T. (2007), *Debris flow. Mechanics, prediction and countermeasures*, Taylor and Francis, London.

- Takeshita, K. (1963), *Theoretical analysis of slope evolution based on laboratory experiments and relative consideration*, Bull. Fukuoka-ken Forest Experiment Station, 16.
- Talbot, M. R., Williams, M. A. J. (1978), *Erosion of fixed dunes in the Sahel, central Niger*, Earth Surface Processes, 3.
- Talbot, M. R. (1980), *Environmental responses to climatic change in the West African Sahel over the past 20,000 years*, în M. A. J. Williams și H. Faure, editori, The Sahara and the Nile, A. A. Balkema, Rotterdam.
- Talbot, M. R. (1984), *Late Pleistocene dune building and rainfall in the Sahel*, Palaeoecology of Africa, 16.
- Tamura, T. (1978), *Geomorphic conditions for development of residential districts with preserved open space in the hills*, Conf. Assoc. Japan. Geogrs., 14.
- Taylor, G. (1926), *Glaciation in the S.W. Pacific*, Proceedings of the 3rd Pan-Pacific Congress, Tokyo, 1924.
- Terzaghi, K. (1950), *Mechanism of landslides*, Geotechnical Society of America, Berkeley.
- Thomas, D. S. G. (1984), *Ancient ergs of the former arid zones of Zimbabwe, Zambia, and Angola*, Transactions of the Institute of British Geographers, n. s. 9.
- Thomas, D. S. G. (2011), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, Wiley-Blackwell, Chichester.
- Thompson, D. M. (2013), *Pool-Riffle*, în J. Shroder (editor șef), Treatise on Geomorphology, vol. 9 (Fluvial Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Thornbury, W. D. (1954), *Principles of Geomorphology*, 1st edn, John Wiley & Sons, New York.
- Thornbury, D. W. (1969), *Principles of geomorphology*, second edition, John Wiley & Sons, New York.
- Thywissen, Katharina (2006), *Components of Risk. A Comparative Glossary*, SOURCE 2/2006, United Nations University – institut of Environment and Human Security, Bonn.
- Thomas, M. F. (1965), *Some aspects of the geomorphology of domes and tors in Nigeria*, Zeitschrift fur Geomorphologie, N. F., 9.
- Thomas, M. F. (1978), *The study of inselbergs*, Zeitschrift fur Geomorphologie, N. F., Supplement-Band, 31.
- Thomas, D. S. G. (2011), *Arid zone Geomorphology. Process, form and change in Drylands*, Third edition, edited by D. S. G. Thomas, John Wiley & Sons, Chichester.
- Thornbush, M. J., Allen, C. D. (2018), *Urban Geomorphology*, Elsevier, San Diego.
- Thornes, J. B., (1981), *Structural instability and ephemeral channel behavior*, Z. Geomorph., 26.
- Thomes, J. B., Brunsdon, D. (1977), *Geomorphology and Time*, Methuen, London.

- Timar-Gabor, Alida (2012) *Retrospective luminescence dosimetry: applications in archaeology, geology and environmental studies*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Tobin, G. A., Montz, B. E. (1997), *Natural Hazards: Explanation and Integration*, Guilford Press, New York.
- Tooth, S. J., Nanson, G. C. (1999), *Anabranching rivers on the Northern Plains of arid central Australia*, *Geomorphology*, 29.
- Trenhaile, A. S. (1976), *Cirque morphometry in the Canadian Cordillera*, *Annals of the Association of American Geographers*, 66, 3.
- Tricart, J., (1953), *La geomorphologie et les hommes*, *Rev. Geomorph. Dyn.*, 4.
- Tricart, J. (1968), *Precis de geomorphologie*, tome 1, *Geomorphologie structurale*, SEDES, Paris.
- Tricart, J. (1977), *Precis de geomorphologie*, tome II, *Geomorphologie Dynamique Generale*, SEDES, Paris.
- Tricart, J., Cailleux, A. (1956), *Cours de geomorphologie climatique*, Paris.
- Tricart, J., Cailleux, A. (1962), *Traité de geomorphologie*, Société d'Édition d'enseignement supérieur, Paris.
- Tricart, J., Cailleux, A. (1965), *Traité de geomorphologie. Introduction à la geomorphologie climatique*, Société d'Édition d'enseignement supérieur, Paris.
- Tricart, J., Cailleux, A. (1967), *Traité de geomorphologie*, Société d'Édition d'enseignement supérieur, Paris.
- Tricart, J. (1968), *Precis de geomorphologie*, vol. I, *Geomorphologie structurale*, SEDES, Paris.
- Tricart, J., Cailleux, A. (1970), *Traité de geomorphologie. Le modelé des régions sèches*, Société d'Édition d'enseignement supérieur, Paris.
- Tricart, J., Cailleux, A. (1972), *Introduction to Climatic Geomorphology*, Longman, London and St. Martin's Press, New York.
- Troll, C. (1944), *Strukturboden, solifluktion und frostklimate der Erde*, *Geol. Rundschau*, 34.
- Trombe, F. (1952), *Traite de speologie*, Payot, Paris.
- Trumpy (1985), *Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen*, *Neujahrsblatt der Naturforschende Gesellschaft*, Zürich.
- Tsoar, H. (1982), *Internal structure and surface geometry of longitudinal (seif) dunes*, *Journal of Sedimentary Petrology*, 52.
- Tsoar, H. (1983), *Wind tunnel modeling of echo and climbing dunes*, în M. E. Brookfield și T. S. Ahlbrandt, editori, *Eolian Sediments and Processes*, Elsevier, Amsterdam.
- Tsoar, H. (1984), *The formation of seif dunes from barchans – a discussion*, *Z. Geomorph. N. F.*, 28, 1.

- Tufescu, V. (1966a), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Editura Academiei R. S. România, București.
- Tufescu, V. (1966b), *Subcarpații și depresiunile marginale ale Transilvaniei*, Editura Științifică, București.
- Ujvari, I., Berindei, I. (1987), *Geografia mărilor și oceanelor*, Partea I: *Oceanografie*, Litografia Univ. Babeș - Bolyai, Cluj - Napoca.
- Ungar, J. E., Haff, P. K. (1987), *Steady-state saltation in air*, *Sedimentology*, 34.
- Urdea, P. (1996), *Asupra unor microforme glaciare din Carpații Meridionali*, Studii și cercetări de Geografie, t. XLIII.
- Urdea, P. (2000), *Munții Retezat. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- Urdea, P. (2005), *Ghețarii și relieful*, Editura Universității de Vest, Timișoara.
- Uyeda, S. (1972), *Derive des continents et tectoniques des plaques*, La Recherche, vol. 3, nr. 25.
- Uyeda, S., Kanamori, H., (1979), *Back arc opening*, *Journal of Geophysical research*, vol. 84, nr. B3.
- Van Bemmelen, R. W., (1930), *The origin of Lake Toba*, *Proc. Pacific Sci. Congr. Pacific Sci. Assoc.* 4th Java, 1929.
- Van der Veen, C. J. (1999), *Fundamentals of glacier dynamics*, A. A. Balkema, Rotterdam.
- Van Vliet-Lanoe, B. (1988), *The origin of patterned grounds in N.W. Svalbard*, V. Int. Conf. Permafrost, Trondheim, Norway, Tapir Publishers, 2.
- Varenius, B. (1650), *Geographica generalis*, Amstelodami.
- Varnes, D. J. (1984), *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*, UNESCO Press, Paris.
- Vâlsan, G. (1932), *Geografie fizică*, Universitatea din București, București.
- Vâlsan G. (1945), *Procese elementare în modelarea scoarței terestre*, Editura Alfabetul, București.
- Velcea, Valeria, (1995), *Geomorfologie*, Tipografia Universității, Sibiu.
- Velcea, Valeria, Costea, Mărioara (2006), *Geomorfologie generală*, Editura Universității Lucian Blaga, Sibiu.
- Veyret, Y. Valadas, B. (1998), *L'eau sous forme solide*, în Y. Veyret (editor), *L'erosion entre nature et societe*, SEDES.
- Walker, I. J., Hesp, P. A. (2013), *Fundamentals of Aeolian Sediment Transport: Airflow Over Dunes*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 11 (Aeolian Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Walper, J. L. (1980), *The tectono-sedimentary history of the Caribbean basins and their hydrocarbon potențial*, în A. D. Miall (editor), *Fact and principles of world petroleum occurrence*, *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 6.

- Warke, P. A. (2013), *Weathering in arid regions*, în J. Shroder (editor şef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 4 (Weathering and Soils Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Washburn, A. L. (1956), *Classification of patterned ground and review of suggested origins*, Bull. Geol. Soc. Am, LXVII.
- Washburn, A. L. (1979), *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*, Edward Arnold, London.
- Wasson, R. J. (1984), *Late Quaternary environments in the desert dunefields of Australia*, în J. C. Vögel (editor), *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*, A. A. Balkema, Rotterdam.
- Wasson, R. J., Hyde, R. (1983), *Factors determining desert dune type*, Nature, 304.
- Wasson, R. J., Rajaguru, S. N., Misra, V. N., Agrawal, D. P., Dhir, R. P., Singhvi, A. K., Kameswara Rao, K. (1983), *Geomorphology, late Quaternary stratigraphy and paleoclimatology of the Thar dunefield*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement, 45.
- Weertman, J. (1964), *The theory of glacier sliding*, Journal of Glaciology, vol. 5, nr. 39.
- Weertman, J. (1967), *An examination of the Lliboutry theory of glacier sliding*, J. Glaciol., 6 (46).
- Wegener, A. (1915), *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, in Sammlung Vieweg, 23, – Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.
- Wegener, A. (1924), *The Origin of Continents and Oceans*, Methuen & Company.
- Westbrook, G. K., Mascel, A., Biju-Duval, B. (1984), *Geophysics and the structure of the Lesser forearc*, Int. Red. DSDP Project. V. LXXVIII A and B.
- Wilcox, A. C., Wohl, E. E. (2006), *Flow resistance dynamics in step-pool stream channels: 1. large woody debris and controls on total resistance*, Water Resources Research, 42(5).
- Wischmeier, W. H., Smith, D. D. (1960) *An Universal Soil Loss Estimating Equation to Guide Conservation Farm Planning*, 7th International Congress of Soil Sciences.
- White, G. F. (1974), *Natural Hazards. Local, National, Global*, in White, G. F. editor, Oxford Univ. Press, London, Toronto, New York.
- White, J. F. (1966), *Convex-concave landslopes: a geometrical study*, Ohio Journal of Science, vol. 66, nr. 6.
- Whiteman, C. A. (1995), *Process of terrestrial deposits*, în J. Menzies (editor), *Glacial environments*, vol. 1: Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments, Butterworth Heinemann, Oxford.
- Whittow, J. (1984), *The Penguin Dictionary of physical geography*, Penguin Books, London.
- Wiggs, G. (2019), *Desert dunes: form and process*, în I. Livingstone şi A. Warren, editori, *Aeolian Geomorphology*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester.

- Wiggs, G. F. S., Livingstone, I., Warren, A. (1996), *The role of streamline curvature in sand dune dynamics: evidence from field and wind tunnel measurements*, *Geomorphology*, 17(1–3).
- Wilcock, P. R., Iverson, R. M. (2003a), *Prediction in geomorphology*, American Geophysical Union, Washington.
- Wilcock P. R., Iverson, R. M. (2003b), *Prediction in Geomorphology*, în P. R. Wilcock și R. M. Iverson (editori), *Prediction in geomorphology*, American Geophysical Union, Washington.
- Wilcox, A. C., Wohl, E. E. (2007), *Field measurements of three-dimensional hydraulics in a step-pool channel*, *Geomorphology*, 83(3–4).
- Wilhelmy, H. (1974), *Klimageomorphologie in Stichworten*, Ferdinand Hirt, Kiel.
- Williams, H. (1941), *Calderas and their origin*, Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 21.
- Williams, P. W. (2009), *Arete and pinnacle karst of mount Kaijende, Papua New Guinea*, în A. Gines, M. Knez, T. Slabe și W. Dreybrodt (Editor), *Karst Rock Features, Karren Sculpturing*, ZRC, Ljubljana.
- Williams, S. H. (2000), *The Wind of Mars: Aeolian Activity and Landforms*, in *Virtual Geomorphology*, Netscape.
- Willis, B. (1895), *The Northern Appalachians*, Nat. Geogr. Monogr., American Book Co., New York.
- Wilson, I. G. (1972), *Aeolian bedforms—their development and origins*, *Sedimentology*, 19.
- Wilson, J. T. (1963), *Continental drift*, *Scient. Amer.*, vol. 208, nr. 4.
- Wilson, J. T. (1965), *Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth*, *Phil. Trans. Royal Soc. London*, ser. A, vol., 258, nr. 1088.
- Wilson, J. T. (1966), *Did the Atlantic close and then re-open?*, *Nature*, 2011.
- Wilson, J.T. (1973), *Mantle plumes and plate motions*, *Tectonophysics*, 19(2).
- Wilson, M. (1993), *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Chapman and Hall, London.
- Wolman, G. M., Leopold, L. B. (1957), *River flood plains: some observations on their formation*, U. S. Geol. Survey, 271.
- Worsley, P. (2005), *Radiocarbon dating: principles, application and sample collection*, în Goudie, M. Anderson, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley și P. Worsley (editori), *Geomorphological techniques*, A, Routledge (Taylor & Francis e-Library), London.
- Yair, A. (1990), *Runoff generation in a sandy area*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 15.
- Yatsu, E. (1966), *Rock control in geomorphology*, Sozosha, Tokyo.
- Yatsu, E. (1988), *The nature of weathering*, Sozosha, Tokyo.
- Yatsu, E. (1992), *To make geomorphology more scientific*, *Transactions*, Japanese Geomorphological Union, 13, 2.

- Yatsu, E. (2002), *Fantasia in Geomorphology*, Sozosha, Tokyo.
- Yoshikawa, K. (2013), *Pingos*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 8 (Glacial and Periglacial Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Young, A. (1963), *Some field observations of slope form and regolith and their relation to slope development*, Trans. Inst. Br. Geogr., 32.
- Young, A. (1964), *Slope profile analysis*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band, 5.
- Young, A. (1970), *Slope form in the Xavantina-Cachimbo Area*, Geogr. J., 136.
- Young, A. (1972), *Slopes*, Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Zachar, D. (1982), *Soil erosion*, Elsevier, Amsterdam.
- Zapletal, L. (1969), *Úvod do antropogenní geomorfologie*, Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.
- Zaruba, Q., Mencl, V. (1969), *Landslides and Their Control*, Elsevier, Amsterdam.
- Zaruba, Q., Mencl, V. (1974), *Alunecările de teren și stabilizarea lor*, Editura Tehnică, București.
- Zăvoianu, I. (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Editura Academiei, București.
- Zăvoianu, I. (1985), *Morphometry of drainage basins*, Elsevier, Amsterdam.
- Zăvoianu, I., Dragomirescu, Șt. (1994), *Asupra terminologiei folosite în studiul fenomenelor naturale extreme*, SCGGG – Geogr., XLI.
- Zeitler, P. K., Meltzer, A.S., Koons, P. O., Craw, D., Hallet, B., Chamberlain, C. P., Kidd, W. S. F., Park, S. K., Seeber, L., Bishop, M., Sroder, J. (2001), *Erosion, Himalayan geodynamics and the geomorphology of metamorphism*, Geological Society of America Today 11, 4–8.
- Zernith, E. R. (1932), *Drainage patterns and their significance*, Journal of Geology, 40.
- Zhou, Q., Lees, B., Tang, G. (2008), *Advances in Digital Terrain Analysis*, Springer, New York.
- Zhu, X., Zhu, D., Zhang, Y. (2013), *Tower karst and cone karst*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 6 (Karst Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- Zilliacus, H. (1989), *Genesis of DeGeer moraines in Finland*, Sedimentary Geology, 62.
- Zimmermann, A. E. (2013), *Step-pool channel features*, în J. Shroder (editor șef), *Treatise on Geomorphology*, vol. 6 (Fluvial Geomorphology), Academic Press Elsevier, San Diego.
- *** (1983), *Geografia României I. Geografia fizică* (sub redacția L. Badea, P. Gâștescu, Valeria Velcea), Editura Academiei, București.
- *** (1984), *Geografia României II, Geografia Umană și Economică*, (sub redacția V. Cucu, I. Iordan, D. Alexandru), Editura Academiei Române, București.

- *** (1987), *Geografia României III. Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, (sub redacția D. Oancea, Valeria Velcea, N. Caloianu, S. Dragomirescu, Gh. Dragu, Elena Mihai, Gh. Niculescu, V. Sencu, I. Velcea), Editura Academiei Române, București.
- *** (1992), *Geografia României IV, Regiunile pericarpatiche: Dealurile și Cîmpia Banatului și Crișanei, Podișul Mehedinți, Subcarpații, Piemontul Getic, Podișul Moldovei*, (sub redacția L. Badea, D. Bugă, V. Băcăuanu, I. Berindei, A. Cioacă, G. Erdeli, Gh. Neamu, Maria Sandu, Sorina Vlad, I. Zăvoianu), Editura Academiei Române, București.
- *** (2005), *Geografia României V, Câmpia Română, Dunărea, Podișul Dobrogei, litoralul românesc al Mării Negre și Platforma Continentală*, (sub redacția Gr. Posea, Octavia Bogdan, I. Zăvoianu), Editura Academiei Române, București.
- https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_impact_craters_on_Earth
- <https://www.geomorfologie.ro/>
- <https://physics.uwo.ca/~jlandstr/planets/webfigs/sun/slide2.html>
- <http://polarpedia.eu/en/palsa/>
- <https://www.google.com/mars/>
- <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens1110/deserts.pdf>

GEOMORFOLOGIA, cunoscută drept știința care se ocupă cu studiul reliefului Terrei, a reușit, încă din momentul apariției sale (în a doua parte a secolului XIX), să devină indispensabilă dezvoltării societății. O astfel de afirmație are la bază faptul că relieful este suportul suprafeței pe care își desfășoară omul activitatea; în același timp, relieful, prin dinamica lui, este în măsură să influențeze planificarea teritoriului și utilizarea terenurilor. Doar în aceste condiții, Geomorfologia poate avea un aport consistent la soluționarea și rezolvarea problemelor impuse de dinamica formelor de relief, cea care determină apariția proceselor și fenomenelor geomorfologice de risc. Cu siguranță, acest demers va conduce inevitabil la o mai bună cunoaștere a lor de către societate, fapt care va presupune luarea de măsuri și întreprinderea de acțiuni și activități, pentru a le depăși fără pagube semnificative. S-a ajuns astfel la întărirea laturii aplicative a acestei discipline, deoarece în situația de față, cea a dezvoltării fără precedent a societății, fiecare ramură științifică trebuie să aducă omenirii beneficii economice, sociale și culturale (Educația Geomorfologică). Doar în acest context, Geomorfologia va putea servi în continuare la dezvoltarea comunității și la atragerea de tineri, iubitori ai morfologiei Terrei, care să devină specialiștii de mâine, ce vor elabora noi teorii și concepte despre relief, la fel de veridice cum sunt cele existente.

Gheorghe Roșian

